



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DAS IMEDIAÇÕES  
DA ESTAÇÃO FERROVIÁRIA EUGÊNIO LEFÈVRE  
EM PINDAMONHANGABA, SP**

**MARCELA CARVALHO LAGES**

MONOGRAFIA SUBMETIDA AO CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO REQUISITO  
OBRIGATÓRIO DA DISCIPLINA “TRABALHO FINAL DE CURSO”  
(IGL108/RUD)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
Maio de 2011

**MARCELA CARVALHO LAGES**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DAS IMEDIAÇÕES DA ESTAÇÃO FERROVIÁRIA  
EUGÊNIO LEFÈVRE EM PINDAMONHANGABA, SP**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Área de concentração: Setor I

Orientadores:

Prof. *D.Sc.* Rudolph Allard Johannes Trouw

Prof. *M. Sc.* Rodrigo Vinagre Cintra

UFRJ

Rio de Janeiro

Maio de 2011

LAGES, MARCELA CARVALHO

**Mapeamento Geológico das imediações da Estação  
Ferroviária Eugênio Lefèvre em Pindamonhangaba, SP**

xvi, 61 p., 29,7cm (Instituto de Geociências – UFRJ, *B. Sc.*, Curso de Graduação em Geologia, 2011)

Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro,  
realizada no Instituto de Geociências

- 1-Zona de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira
- 2-Complexo Embu
- 3-Zona de Cisalhamento da Buquira

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DAS IMEDIAÇÕES DA  
ESTAÇÃO EUGÊNIO LEFÈVRE EM PINDAMONHANGABA, SP

Marcela Carvalho Lages da Silva

Trabalho Final de Curso de Graduação em  
Geologia do Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio de Janeiro –  
UFRJ, apresentado como requisito  
necessário para obtenção do grau de  
Geólogo.

Setor I

Orientadores:

Prof. *D.Sc.* Rudolph Allard Johannes Trouw

Prof. *M.Sc.* Rodrigo Vinagre Cintra da Costa

Aprovada em: 27.05.2011 por:

---

Prof. *D. Sc.* Rudolph A. J. Trouw, UFRJ

---

Prof. *M.Sc.* Rodrigo Vinagre C. C., UFRJ

---

Prof. *D. Sc.* Julio Cezar Mendes, UFRJ

---

Prof. *D. Sc.* Rodrigo Peternel M. N., UERJ

UFRJ  
Rio de Janeiro  
Maio, 2011

Aos meus pais Afonso Emanuel  
e Maria da Graça, minha irmã Juliana e  
meu gato Pelé.

## Agradecimentos

Obrigada Deus e Meimei por manter minha sobriedade e a quem mais eu deva agradecer.

Obrigada mãe e pai pelo apoio à profissão que escolhi. Embora não soubessem o que poderia ser geologia, fui incentivada desde o momento que decidi ser geóloga. Poderia preencher a página toda em agradecimento a eles, na inviabilidade de tal feito agradeço especificamente ao meu pai pela carona diária ao Fundão e à minha mãe pelo carro emprestado e o dinheiro investido nas viagens de campo.

À minha irmã Juliana pelo apoio (empurrão?), correções ortográfico-gramaticais e parte da diagramação. Ao meu gato Pelé por ouvir calado e me morder quando fui chata demais.

Ao professor Peternel pela ida ao campo, por ajudar de boa vontade sempre quando o procurei e pelo impulso dado a esta monografia.

Às geólogas Bruna Bittencourt e Mariana Meirelles, „irmã e prima“ respectivamente, ambas companhias inestimáveis de campo. Agradeço por compartilhar questionamentos e gerar soluções inteligentes, obrigada.

Agradeço ao Paulo, pai da Mariana, que teve coragem de encarar uma viagem de campo conosco, ajuda providencial e imensurável! Aos demais companheiros de campo: geólogos Eduardo „Xuxu“ Guimarães, Marquinhos Fontainha, Rodolfinho Reis(futuro geólogo) e Digão Corrêa. Agradeço à geóloga Patrícia Duffles, Tomas Lisboa, Patrícia „Nica“ Miranda e Marcella Varela, apesar de não terem ido a campo comigo, também ajudaram quando os procurei. Agradeço ao geólogo Roberto Miceli pela ajuda e sugestões ao texto do primeiro capítulo.

Agradeço aos professores Peternel, Vinagre, Trouw e Julinho pela ajuda na interpretação das lâminas.

Ao professor André Ribeiro pelas soluções de apresentação no Power Point e suas crias „Ribeiretes“ que vêm a ser meus amigos: Clara Ferrer pelo recorrente socorro no Corel Draw, correções ortográficas e sugestões de melhoria para o texto. Débora Barros por ajudar com o ArcGIS, sempre com um sorriso no rosto, e tudo o que mais pôde. Felipe („Nepô“) Nepomuceno pelos ensinamentos no ArcGIS, socorro técnico e por desbravar junto comigo a sala de aerofotografias, embora em vão, em busca da foto da área de campo IV.

Pela ajuda na seleção, supervisionada pelo coorientador Vinagre, das amostras britadas (que acabaram não fazendo parte desta monografia) agradeço aos amigos Pablo Varela e geólogo Rodrigo „Splinter“ Garcia (este por ter ajudado a britá-las também). Agradeço também ao Pablo pela correção e sugestões ao „abstract“.

Ao geólogo João Carlos Menescal pela amizade e ajuda técnica.

Aos amigos Bruno Cunha, Leticia Bonsanto, Leonardo de Lima pelo apoio e paciência.

A Aristóteles Rios-Neto e Jürgen Schnellrath pelo apoio e orientação.

Ao laminador Tarcísio por lâminas de qualidade, professor „Zé“ Mário pelo incentivo, coorientador Vinagre pela atenção e colaboração e ao orientador Rodolfo Trouw pela paciência.

*“Look at a stone cutter hammering away at his rock, perhaps a hundred times without as much as a crack showing in it. Yet at the hundred-and-first blow it will split in two, and I know it was not the last blow that did it, but all that had gone before.”*

Jacob Riis (1849-1914);  
jornalista e fotógrafo

## Resumo

LAGES, Marcela Carvalho. **Mapeamento Geológico das imediações da Estação Ferroviária Eugênio Lefèvre em Pindamonhangaba, SP.** Rio de Janeiro, 2011. xvi, 61p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A área mapeada abrange parte do município de Pindamonhangaba em São Paulo. A região provavelmente representa a evolução de um segmento da Faixa Ribeira com influência da Faixa Brasília em um espaço denominado de zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. O objetivo do trabalho é diferenciar unidades geológicas e entender suas associações possibilitando a descrição de tais unidades e dos aspectos estruturais e metamórficos que atuaram neste contexto. Para este fim, foi feito mapeamento geológico na escala 1:25.000 e descrição petrográfica de lâminas. O resultado distingue e caracteriza sete unidades de mapeamento: a) Granada-Sillimanita-Xisto; b) Suíte Serra da Pedra Branca; c) Mica-Xisto; d) Suíte Serra da Água Limpa; e) Ortognaisse Serra do Trabiju; f) Diques Alcalinos; g) Conglomerados Formação Resende. Os elementos estruturais foram agrupados em três fases de deformação. A primeira,  $D_n$ , gerou a foliação principal  $S_n$ , lineação  $L_n$  e dobras isoclinais ou fechadas de uma foliação pretérita, possivelmente o acamamento das unidades metassedimentares. A segunda fase criou a foliação milonítica  $S_{n+1}$  e lineação de estiramento mineral  $L_{n+1}$ . Esta fase é associada ao surgimento da Zona de Cisalhamento da Buquira e de outras zonas de cisalhamento menores. A última fase  $D_{n+2}$  originou dobras abertas com plano axial mergulhando para SE e eixo caindo para SO. Nesta mesma fase há a geração de crenulação para a unidade Mica-Xisto. A conclusão ratifica que o metamorfismo principal atuou durante as fases de deformação  $D_n$  e parte de  $D_{n+1}$ , enquanto a segunda parte de  $D_{n+1}$  e  $D_{n+2}$  foram síncronas com o metamorfismo retrógrado.

**Palavras-chave:** Zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira; Complexo Embu; Zona de Cisalhamento da Buquira



## Abstract

LAGES, Marcela Carvalho. **Geological Mapping of the surroundings from Eugênio Lefèvre Railroad Station at Pindamonhangaba in São Paulo, BR.** Rio de Janeiro, 2011. xvi, 61p. Monograph presented as obligatory fulfillment of the discipline “Estágio de Campo IV” final project. – Geology Department, Geoscience Institute, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The mapped area covers the municipality of *Pindamonhangaba* in *São Paulo*, BR. The region probably represents the evolution of a *Ribeira* Belt segment within the *Brasília* Belt influence in an area so called Interference Zone Between *Brasília* and *Ribeira* Belts. The objective is to differentiate geologic units and understand their associations enabling description of these units and of their structural and metamorphic features involved in this context. In order to achieve this goal, it was done geological mapping at 1:25.000 scale and petrographic description. The result distinguished and characterized seven mapping units: a) Garnet-Sillimanite-Schist b) *Serra da Pedra Branca* Suite c) Mica-Schist d) *Serra da Água Limpa* Suite e) *Serra do Trabiju* Orthogneiss f) Alkali Dykes g) *Resende* Formation Conglomerates. The structural elements were grouped into three distinct phases. The first,  $D_n$ , generated the  $S_n$  main foliation,  $L_n$  lineation and isoclinal or closed folds from a bygone foliation, possibly the bedding of metasedimentary units. The second phase created the  $S_{n+1}$  mylonitic foliation and mineral stretching  $L_{n+1}$  lineation. This phase is associated with the rise of the *Buquira* Shear Zone and other shear zones of lower thickness. The  $D_{n+2}$  last phase led open folds with axial plane dipping to SE and axis falling to SW. At this stage, crenulations in main foliation of Mica-Schist unit were generated. The conclusion shows that main metamorphism played role during the  $D_n$  deformation phase and part of  $D_{n+1}$ , while the second part of  $D_{n+1}$  and  $D_{n+2}$  were synchronous with the retrograde metamorphism.

Keywords: Interference Zone Between *Brasília* and *Ribeira* Belts, *Embu* Complex; *Buquira* Shear Zone

## Lista de figuras

**Figura 1:** Mapa tectônico simplificado da região sudeste modificado de Trouw *et al.*, (2000). Em cinza claro está a zona de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira, os lineamentos em vermelho compõem o sistema de zonas de cisalhamento proposto por Sadowski (1991).

**Figura 2:** Localização da área mapeada no retângulo verde, com as principais vias de acesso em vermelho e as cidades em preto. Editado a partir dos mapas político e físico do Estado de São Paulo do IBGE.

**Figura 3:** Subdivisão da Província Mantiqueira em região norte composta pela Faixa Araçuaí; central pela Faixa Ribeira, Apiaí e porção sul da Faixa Brasília; e região sul pela Faixa Dom Feliciano (Retirado de Heilbron *et al.*, 2004).

**Figura 4:** Mapa Geológico da *Nappe* Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque. Perímetro da área mapeada indicado (logo acima da bacia de Taubaté). (Extraído de Heilbron *et al.*, 2004).

**Figura 5:** Mapa Geológico do Terreno Embu e Terreno Apiaí-Guaxupé, (Domínio Apiaí) adjacente. Área mapeada indicada pelo retângulo vermelho. (Extraído de Heilbron *et al.*, 2004).

**Figura 6:** Quadro litoestratigráfico do segmento central do RCSB retirado de Riccomini, 2004.

**Figura 7:** Camadas delgadas de Granada-Sillimanita-Xisto dobradas.

**Figura 8:** Grãos prismáticos de sillimanita defletidos ao redor de porfiroblasto de granada, ambas as espécies paralelas ou próximas à foliação principal. As fraturas da granada estão preenchidas por óxido de ferro e biotita (verde). No canto inferior esquerdo há um porfiroblasto de feldspato.

**Figura 9:** Sillimanitas em corte basal dispostas em uma camada dobrada com o plano axial paralelo à foliação principal.

**Figura 10:** Porfiroblasto de ortoclásio defletiu a foliação principal marcada na foto por uma fita de quartzo acima do feldspato.

**Figura 11:** Grãos de quartzo com textura granoblástica e agregados de sillimanita fibrolita dispostos paralelos à foliação principal.

**Figura 12:** Grãos de clinopiroxênio com diversas cores de interferência ao centro, alterados levemente para carbonato assim como os cristais de plagioclásio. No canto superior à direita há um cristal maior de carbonato.

**Figura 13:** Mesma visada da figura anterior com nicois descruzados. Os grãos de piroxênio possuem relevo alto assim como o anfibólio de cor verde produto de alteração do primeiro.

**Figura 14:** Foliação tectônica bem desenvolvida em ortogneisse porfirítico com fenocristais de até dez centímetros e matriz fina.

**Figura 15:** Textura migmatítica em ortogneisses da Suíte Serra da Pedra Branca.

**Figura 16:** Textura milonítica em ortogneisse da suíte Serra da Pedra Branca. Nesta foto, a maioria dos indicadores cinemáticos é sinistral.

**Figura 17:** Fenocristal de plagioclásio em matriz fina, com xistosidade marcada por biotita.

**Figura 18:** Diagrama de Streckeisen (1976) editado com plotagem das composições modais normalizadas das amostras da Suíte Serra da Pedra Branca.

**Figura 19:** Biotita-xisto avermelhado com lâmina de quartzito paralela à foliação.

**Figura 20:** Crenulação formada por micas. Cristais menores de muscovita na parte superior da foto cresceram de forma aleatória posteriormente a formação da dobra.

**Figura 21:** Granada (grãos cinza) parcialmente erodida (buracos na lâmina com auréola marrom de ferro) e alterada para biotita marrom e Fe-clorita verde.

**Figura 22:** Muscovita-xisto intercalado a lâminas de quartzito e uma biotita fora da orientação principal crescida a partir do xisto.

**Figura 23:** Facies porfirítica milonítica da suíte Serra da Água Limpa, com enclave anfibolítico

**Figura 24:** Textura de fluxo ígneo preservado em facies porfirítica da Suíte Serra da Água Limpa.

**Figura 25:** Enclave de rocha anfibolítica com erosão esferoidal, dentro de ortogneisse porfirítico da suíte Serra da Água Limpa.

**Figura 26:** Biotitas levemente orientadas de pleocroísmo verde muito escuro/marrom a amarelo dourado.

**Figura 27:** Hornblenda geminada e biotita dourada ao seu redor.

**Figura 28:** Diagrama de Streckeisen (1976) editado com plotagem das composições modais normalizadas das amostras da facies porfirítica da unidade Suíte Serra da Água Limpa.

**Figura 29:** Diagrama de Streckeisen (1976) editado com plotagem das composições modais normalizadas das amostras da facies equigranular da unidade Suíte Serra da Água Limpa.

**Figura 30:** Granitoide Serra do Trabiju com fenocristais de até 1 cm.

**Figura 31:** Lamelas de plagioclásio dobradas.

**Figura 32:** Muscovita e opaco de crescimento posterior à deformação da rocha.

**Figura 33:** Diagrama de Streckeisen (1976) editado com plotagem das composições modais normalizadas das amostras da facies ígnea da unidade Serra da Água Limpa.

**Figura 34:** Dique alcalino de cor marrom com foliação subvertical.

**Figura 35:** Hábitos prismático e acicular dos fenocristais de clinopiroxênio.

**Figura 36:** Fenocristal de clinopiroxênio prismático zonado.

**Figura 37:** Conglomerado fino de cor roxa da Formação Resende.

**Figura 38:** À esquerda, estereograma de pólos dos planos da foliação principal  $S_n$ . À direita, estereograma de isolinhas de porcentagem dos pólos da foliação  $S_n$ . 83 medidas e atitude média 157/55.

**Figura 39:** Estereograma de lineações  $L_n$ . 8 medidas e atitude média 100/25.

**Figura 40:** Forte lineação ancorada por cristais de anfibólio na unidade Suíte Serra da Pedra Branca.

**Figura 41:** *Kink band* de muscovita em camada quartzítica da unidade Mica-Xisto.

**Figura 42:** Dobra isoclinal com espessamento da charneira no Suíte Serra da Pedra Branca/Granada-Sillimanita-Xisto.

**Figura 43:** À esquerda, estereograma de pólos dos planos da foliação milonítica  $S_{n+1}$ . À direita, estereograma de isolinhas de porcentagem dos pólos da foliação  $S_{n+1}$ . 25 medidas e atitude média 178/50.

**Figura 44:** Estereograma de lineações  $L_{n+1}$ . 13 medidas e atitude média 123/30.

**Figura 45:** Zonas de cisalhamento decimétricas (em verde) em rochas da unidade Suíte Serra da Água Limpa. Este afloramento apresenta atitude média 340/60, contrastante com a atitude média 178/50 da foliação principal.

**Figura 46:** Indicador cinemático sigma sinistral relacionado a uma das pequenas zonas de cisalhamento a noroeste da Zona de Cisalhamento da Buquira (TM04).

**Figura 47:** À esquerda, estereograma de pólos dos planos da foliação  $S_{n+2}$  (12 medidas) com atitude média 151/56. À direita, estereograma das lineações  $L_{n+2}$  (6 medidas), atitude média 163/44.

**Figura 48:** Xistosidade crenulada marcada por muscovita e biotita na unidade Mica-Xisto.

**Figura 49:** Falha normal em migmatito anatético da suíte Serra da Água Limpa. Plano de falha NE-SO.

**Figura 50:** Dique alcalino subvertical com alteração de cor marrom característica.

**Figura 51:** Gráfico PxT com campo de estabilidade em azul da paragénese Granada+Sillimanita+K-feldspato e fusão mínima. Paragénese presente no Granada-Sillimanita-Xisto que caracteriza o metamorfismo principal em facies Anfibolito alto.

**Figura 52:** Foliação micácea em milonito de ortogneisse da suíte Serra da Água Limpa. Ao centro uma allanita com bordas de epidoto.

**Figura 53:** Clorita com o maior eixo transversal à foliação principal: O crescimento do cristal foi posterior à fase  $D_n$  durante (retro)metamorfismo em facies xisto verde e/ou anfibolito.

## **Lista de tabelas**

**Tabela I:** Análise composicional em porcentagem feita por estimativa para a unidade Granada-Sillimanita-Xisto.

**Tabela II:** Composição modal em porcentagem feita por estimativa para a unidade Suíte Serra da Pedra Branca. As amostras da esquerda para direita representam afloramentos de leste para oeste em mapa.

**Tabela III:** Composição modal normalizada de quartzo, K-feldspato e plagioclásio das amostras analisadas. Valores indicados em porcentagem de volume.

**Tabela IV:** Análise composicional em porcentagem feita por estimativa para os componentes da unidade de Mica-Xistos: Biotita-xisto e Granada-biotita xistos.

**Tabela V:** Análise composicional em porcentagem feita por estimativa para o componente da unidade de Mica-Xistos: Muscovita-xisto e Quartzitos intercalados ao xisto.

**Tabela VI:** Composição modal em porcentagem feita por estimativa para a facies porfírica da unidade Suíte Serra da Água Limpa.

**Tabela VII:** Composição modal normalizada de quartzo, K-feldspato e plagioclásio das amostras analisadas. Valores indicados em porcentagem de volume.

**Tabela VIII:** Composição modal em porcentagem feita por estimativa para a facies ígnea da unidade Serra da Água Limpa.

**Tabela IX:** Composição modal normalizada de quartzo, K-feldspato e plagioclásio das amostras analisadas. Valores indicados em porcentagem de volume.

**Tabela X:** Composição modal em porcentagem feita por estimativa para os encraves máficos da unidade Serra da Água Limpa.

**Tabela XI:** Composição modal em porcentagem feita por estimativa para unidade Serra do Trabiju.

**Tabela XII:** Composição modal normalizada de quartzo, K-feldspato e plagioclásio das amostras analisadas. Valores indicados em porcentagem de volume.

**Tabela XIII:** Estimativa modal em porcentagem para dique alcalino.

## **Lista de abreviaturas de minerais, segundo Kretz, 1983**

**Act** – Actinolita  
**Aln** – Allanita  
**Am** – Anfibólio  
**Bt** – Biotita  
**Cal** – Calcita  
**Chl** – Clorita  
**Cpx** – Ca clinopiroxênio  
**Ep** – Epidoto  
**Grt** – Granada  
**Hbl** – Hornblenda  
**Ilm** – Ilmenita  
**Kfs** – K-feldspato  
**Mc** – Microclina  
**Ms** – Muscovita  
**Or** – Ortoclásio  
**Pl** – Plagioclásio  
**Qtz** – Quartzo  
**Rt** – Rutilo  
**Sil** – Sillimanita  
**Ttn** – Titanita  
**Tur** – Turmalina  
**Zrn** – Zircão

**Opc** – Minerais opacos (INFORMAL)  
**Ser** – Sericita (INFORMAL)

## Sumário

1 INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Objetivo .....	2
1.2 Localização Geográfica .....	2
1.3 Materiais e Métodos .....	4
1.3.1 Trabalho de Campo .....	4
1.3.2 Trabalho de Escritório .....	4
2 GEOLOGIA REGIONAL .....	5
2.1 Província Mantiqueira .....	5
2.1.1 Faixa Brasília .....	7
2.1.1.1 Faixa Brasília Meridional .....	7
2.1.2 Zona de Interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira .....	8
2.1.2.1 <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé .....	8
2.1.3 Faixa Ribeira .....	10
2.1.3.1 Terreno Embu .....	10
2.2 Bacia de Taubaté .....	13
2.2.1 Formação Resende .....	14
3 UNIDADES DE MAPEAMENTO .....	15
3.1 Granada-Sillimanita-Xisto .....	15
3.2 Suíte Serra da Pedra Branca .....	20
3.3 Mica-Xisto .....	24
3.4 Suíte Serra da Água Limpa .....	28
3.5 Ortognaisse Serra do Trabiju .....	36
3.6 Diques Alcalinos .....	39
3.7 Conglomerado Formação Resende .....	41
4 GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	42
4.1 Fase Deformacional $D_n$ .....	42
4.2 Fase Deformacional $D_{n+1}$ .....	45
4.3 Fase Deformacional $D_{n+2}$ .....	47
5 METAMORFISMO .....	51
5.1 Metamorfismo Principal .....	51
5.2 Retrometamorfismo .....	53
6 CONCLUSÃO .....	54
Referências Bibliográficas .....	57
Apêndices <b>A</b> – Mapa Geológico; <b>B</b> – Seção Geológica; <b>C</b> – Localização das amostras laminadas	



## 1 INTRODUÇÃO

No sul e sudeste de Minas Gerais, estruturas da Faixa Ribeira sobrepõem as da Faixa Brasília em uma área determinada por Trouw *et al.* (1994 e 2000) como zona de interferência entre ambas as faixas neoproterozoicas. Essa zona de interferência entre duas faixas móveis está localizada ao sul do Cráton do São Francisco, quanto mais ao sul, maior a intensidade da interferência da Faixa Ribeira sobre a Faixa Brasília.

Outros autores, que não consideram uma zona de interferência (Ebert, 1967; Ebert & Hasui & Costa, 1991; Hasui *et al.*, 1989; Campos Neto, 2000), propõem um contato entre faixas móveis (ou cinturões). Trata-se de uma área de sutura marcada por faixas miloníticas conhecidas como “Faixa Blastomilonítica Rio Negro” (Davino *et al.*, 1986) e Sistema Lancinha-Cubatão (Sadowski, 1991). Os segmentos deste sistema de falhas ou zonas de cisalhamento recebem denominações locais tais como Freires, Agudos Grandes, Ribeira, Itaperuna e Buquira, além de denominações regionais: Taxaquara, Caucaia, Jaguari, Além Paraíba, Lancinha, Cubatão, entre outras (Sadowski, 1991).

O presente trabalho consiste no mapeamento de uma área limitada a sul pela Bacia de Taubaté e que engloba um segmento da Zona de Cisalhamento da Buquira, membro da suposta sutura entre faixas. Portanto não há consenso quanto ao posicionamento da área dentro das faixas Brasília, Ribeira ou ambas (fig. 1).

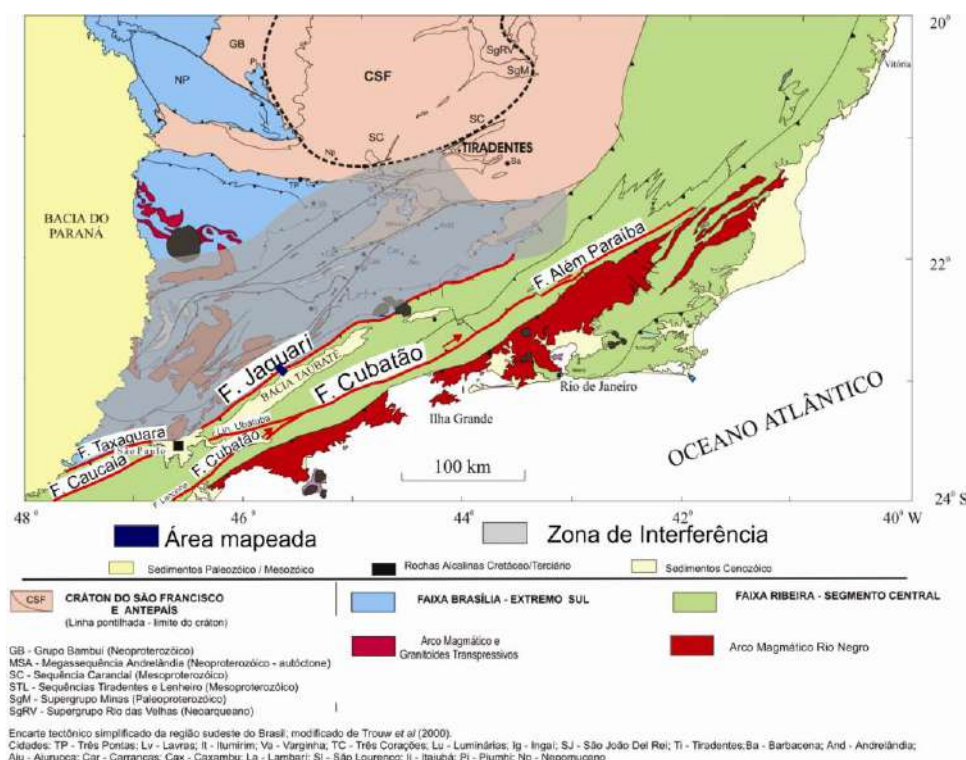


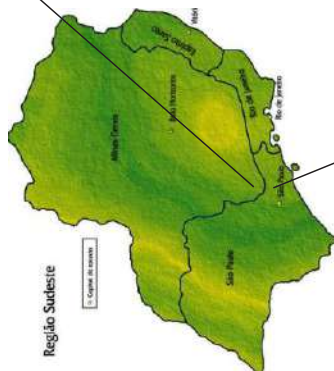
Fig. 1: Mapa tectônico simplificado da região sudeste modificado de Trouw *et al.*, (2000). Em cinza claro está a zona de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira, os lineamentos em vermelho compõem o sistema de zonas de cisalhamento proposto por Sadowski (1991).

## 1.1 Objetivo

Agrupar e caracterizar litologias em unidades de mapeamento e estabelecer suas relações, através da confecção de mapa geológico, elaboração de seções geológicas e descrição das diferentes litologias presentes na área por meio de observações de campo e análise petrográfica de lâminas.

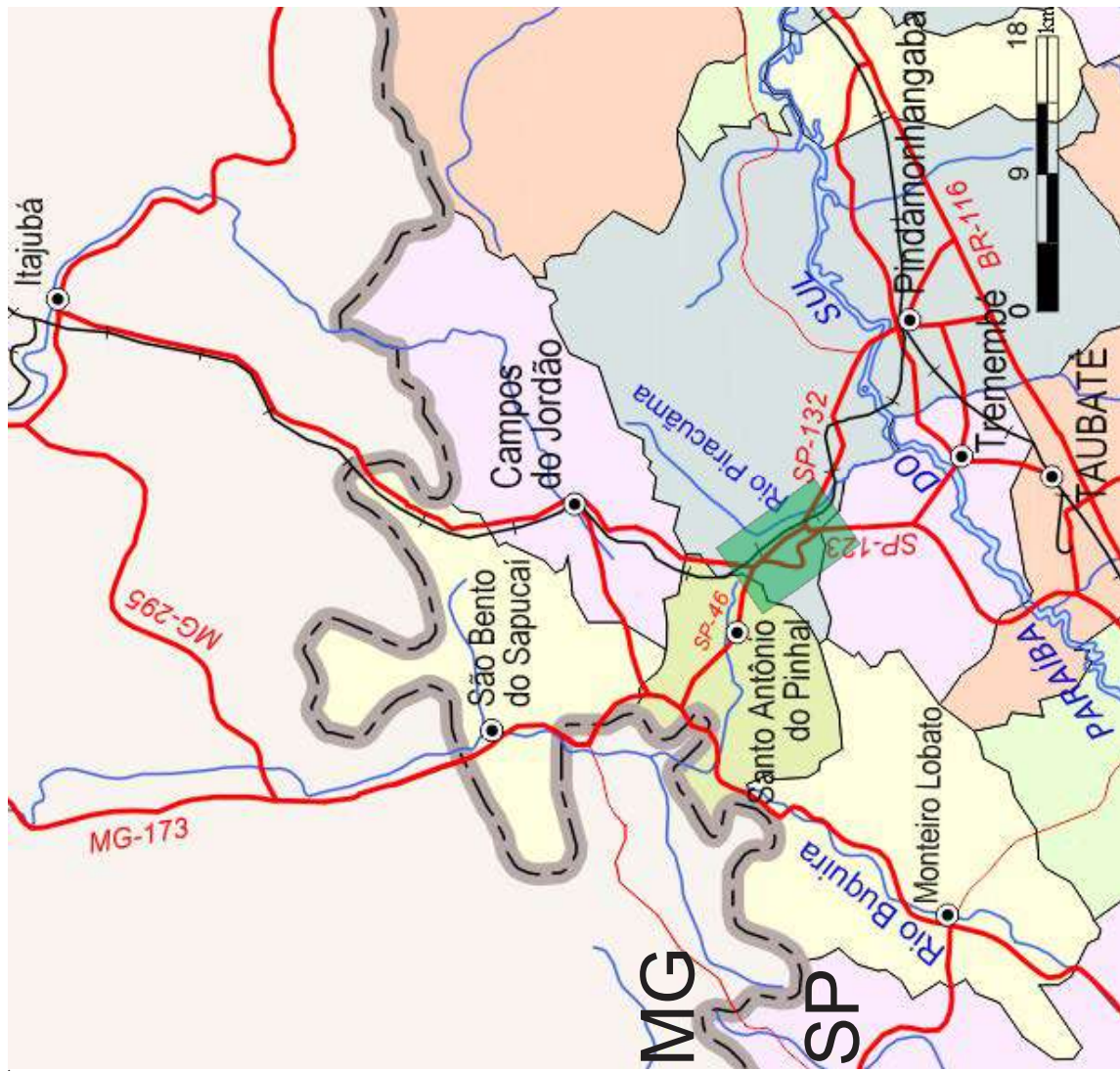
## 1.2 Localização Geográfica

A região mapeada está localizada no estado de São Paulo, próxima à divisa com Minas Gerais, nos municípios de Pindamonhangaba, Santo Antônio do Pinhal e Tremembé. As principais vias de acesso são as rodovias Presidente Dutra (BR-116), Floriano Rodrigues Pinheiro (SP-123), e Doutor Caio Gomes Figueiredo (SP-132) (fig. 2).



## SUDESTE DO BRASIL

Figura 2: Localização da área mapeada no retângulo verde, com as principais vias de acesso em vermelho e as cidades em preto. Editado a partir dos mapas político e físico do Estado de São Paulo do IBGE.



## 1.3 Materiais e Métodos

### 1.3.1 Trabalho de Campo

Realizado em 8 dias do mês de agosto de 2010, o mapeamento se realizou na folha topográfica Tremembé 1:50.000 (SF-23-Y-B-V-4) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, re-elaborada para a escala de 1:25.000. Versou na descrição de litologias e estruturas, mensura de foliações e lineações bem como na coleta de amostras orientadas para a confecção de lâminas petrográficas.

### 1.3.2 Trabalho de Escritório

Compreendeu a produção de um mapa geológico 1:25.000 de área aproximada de 56 km<sup>2</sup> com 51 pontos de descrição, elaboração de duas seções geológicas transversais à foliação principal e descrição petrográfica e análise cinemática de 39 lâminas delgadas.

A digitalização dos dados utilizou o programa ArcGis 9.2, Corel Draw X5, Stereonet e Serif PanoramaPlus. A folha vetorizada do IBGE e imagem de satélite do Google Earth 2010 foram usadas para a construção da base cartográfica do mapa geológico.

Um estudo bibliográfico de trabalhos realizados na mesma área e sobre a geologia regional teve como objetivo principal a melhor compreensão do contexto geológico onde estão inseridas as unidades mapeadas. Os resultados obtidos foram comparados com os de outros autores a fim de confrontar conclusões anteriores. Além disso, a nomenclatura aplicada às zonas de cisalhamento e as unidades, respeitou preferencialmente o nome empregado pela primeira vez em que foram descritas.

A designação da nomenclatura das rochas obedece àquela sugerida pela *International Union of the Geological Sciences* (IUGS). Os gráficos QAP de classificação de Streckeisen para rochas ígneas, com IC menor que 90%, tiveram como base o gráfico simplificado em Wernick, 2003 (Desenho de H.Z. Tomazzi).

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

### 2.1 Província Mantiqueira

Localizada em uma faixa NE-SO que se estende do sul da Bahia ao Uruguai, representa uma província geológica neoproterozoico-cambriana com área aproximada de 700.000 km<sup>2</sup> (Heilbron *et al.*, 2004). A província é constituída, de nordeste para sudoeste, pelas faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, além da zona de interferência das faixas Brasília e Ribeira (fig. 3).

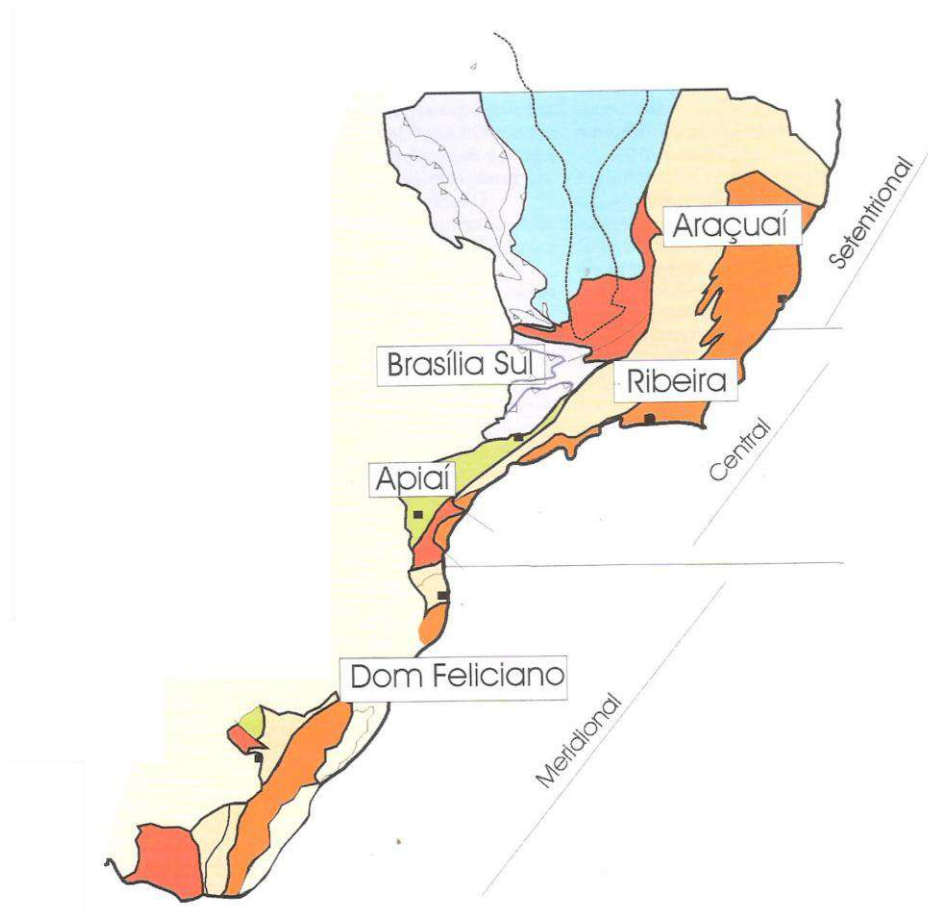


Fig. 3: Subdivisão da Província Mantiqueira em região norte composta pela Faixa Araçuaí; central pela Faixa Ribeira, Apiaí e porção sul da Faixa Brasília; e região sul pela Faixa Dom Feliciano (Retirado de Heilbron *et al.*, 2004).

As faixas Brasília Meridional e Ribeira, além da zona de interferência entre ambas, compõem a Província Mantiqueira Central. O começo da evolução da província está ligado ao episódio tafrogenético Toniano que rompeu o Supercontinente Rodínia em pequenos paleocontinentes (Bizzi *et al.*, 2003). Durante o Neoproterozoico houve a fusão destes segundo uma nova montagem, com a formação do Supercontinente Gondwana que continha a Província Mantiqueira.

A primeira etapa colisional na Província, ou Colisão I, ocorreu há *ca.* 630-610 Ma (Heilbron *et al.*, 2004), quando a paleoplaca Sanfranciscana subductava sob a paleoplaca Paranapanema a sudoeste, até o fechamento do oceano Goianides. Como resultado, houve a estruturação da Faixa Brasília Meridional em um *trend* N-S com formação de *nappes* vergentes E-SE contra ou tangenciais à borda do paleocontinente São Francisco (Valeriano *et al.*, 2004).

A segunda colisão, Colisão II, ocorreu entre 590-550 Ma com o fechamento do ramo Ribeira do oceano Adamastor, novamente pela subducção das paleoplasas Sanfranciscana e Paranapanema, desta vez para SE e contra a Microplaca Serra do Mar. A colisão de caráter obliquo gerou a Faixa Ribeira, cortada por zonas de cisalhamento oblíquas ou falhamentos reversos íngremes segundo *trend* NE-SW (Heilbron *et al.*, 2004).

A última colisão entre 535-510 Ma, Colisão III, aconteceu pelo fechamento da Bacia Búzios durante a Orogênese Búzios (Schmitt, 2000). Produziu deformação de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio, assim como deformações nos Terrenos já amalgamados da Faixa Ribeira e Faixa Brasília. O fim destas três etapas colisionais originou a Província Mantiqueira Central e contribuiu para a formação do Supercontinente Gondwana.

Parte da colisão II ocasionou uma área onde há superposição de estruturas da Faixa Ribeira sobre as da Faixa Brasília, chamada de zona de interferência. (Trouw *et al.*, 1994, 2000; Peternel *et al.*, 2004).

Da zona de interferência ao maciço cratônico de Luis Alves, há um grupo de unidades divididas nos terrenos Apiaí, São Roque e Embu cujas relações geotectônicas são comumente atribuídas à Faixa Ribeira, embora possam estar correlacionadas à parte sul da Faixa Brasília (Heilbron *et al.*, 2004).

### 2.1.1. FAIXA BRASÍLIA

Localizada a oeste/sudoeste do Cráton do São Francisco em conformidade com a borda dele, pode ser dividida nas faixas Brasília Setentrional e Meridional, que possuem respectivas orientações estruturais NE e NNO. A conexão de ambas ocorre em uma zona de lineamentos L-O chamada Megaflexura dos Pirineus, onde as estruturas da Faixa Brasília Setentrional interceptam as da Faixa Brasília Meridional (Valeriano *et al.*, 2004).

A Faixa Brasília Meridional se desenvolveu durante a colisão oblíqua L-O do paleocontinente São Francisco contra o paleocontinente Paranapanema. Já a Faixa Brasília Setentrional resultou do contínuo fechamento do oceano Brasilides a oeste do paleocontinente do São Francisco (Campos Neto, 1994).

Os dois ramos, Meridional e Setentrional, são seccionados pela Megaflexura dos Pirineus originada por uma indentação da placa sanfranciscana contra a recém formada Faixa Brasília. Esta reagiu com a convergência de terrenos alóctones em sentido oposto à indentação segundo sistemas transpressivos predominantemente dextrógiros a norte (Ramo Setentrional) da Megaflexura e sinistrógiros a sul (Meridional) (Valeriano *et al.*, 2004; 2008).

#### 2.1.1.1 Faixa Brasília Meridional

Consiste em um empilhamento de *nappes* de cavalgamento sub-horizontais, empurradas para ESE há cerca de 640 Ma sobre o Cráton do São Francisco (Valeriano *et al.*, 2004; 2008). Os graus de metamorfismo e deformação aumentam heterogeneamente no sentido L-O, afastando-se do cráton e definem as zonas cratônica, externa e interna (Marini *et al.* 1984; Fuck *et al.* 1994; Valeriano *et al.*, 2004, 2008).

As três zonas registram dois eventos colisionais. O primeiro originou por refusão de crosta granitos e granodioritos datados em 794 Ma (U - Pb em zircão; Pimentel *et al.* 1992). O segundo, entre 630-610 Ma (Dardenne, 2000), formou empurrões para SE, granitogênese e metamorfismo na facies anfíbolito alto que aumentou, embora não progressivamente, da zona cratônica para a zona interna da faixa, onde atingiu facies granulito localmente.

## 2.1.2 ZONA DE INTERFERÊNCIA ENTRE AS FAIXAS BRASÍLIA E RIBEIRA

Ao sul do Cráton São Francisco, afloram rochas com estruturas da Faixa Móvel Brasília, mas com sobreposição de outras relacionadas à Faixa Ribeira. O contato ao sul da zona de interferência com a Faixa Ribeira estaria próximo às zonas de cisalhamento Caucaia-Jaguari que por sua vez são o contato estipulado anteriormente para a Faixa Brasília com a Faixa Ribeira (e.g. Campos Neto & Figueiredo, 1995) (Fig. 1). As unidades componentes da zona de interferência, de norte para sul, são o embasamento paleoproterozoico, Megassequência Andrelândia e *Nappe* Socorro-Guaxupé.

### 2.1.2.1 *Nappe* Socorro-Guaxupé

Consiste em uma *nappe* neoproterozoica de no mínimo 15 km de espessura e vergência para nordeste, para a margem sul do Cráton do São Francisco. Representa uma seção de crosta continental parcialmente fundida com três unidades principais: Unidade Granulítica, Unidade Diatexítica Unidade Migmatítica (Campos Neto & Caby, 1999). Rampas laterais de alto ângulo separam o lobo Guaxupé a norte do lobo Socorro a sul

A Unidade Granulítica basal é composta por granulitos enderbíticos intercalados a camadas de gnaiss gabro-norítico. O conjunto é interpretado como derivado de arco magmático (Brito Neves, Campos Neto & Fuck, 1999).

O pacote transiciona para a Unidade Diatexítica intermediária constituída por migmatitos metaluminosos com migmatitos pelíticos a semi-pelíticos. Zonas de cisalhamento destrais nesta unidade são responsáveis por um salto metamórfico para a facies xisto verde (Campos Neto e Figueiredo, 1995). Alguns autores se referem a esta unidade como Complexo Pinhal (Wernick & Penalva, 1980) ou Complexo Paraisópolis (Cavalcante *et al.*, 1979).

A Unidade Migmatítica do topo começa intercalada a unidade intermediária e consiste em uma sequência metassedimentar submetida à anatexia de intensidade decrescente em direção ao topo estrutural da *nappe*.



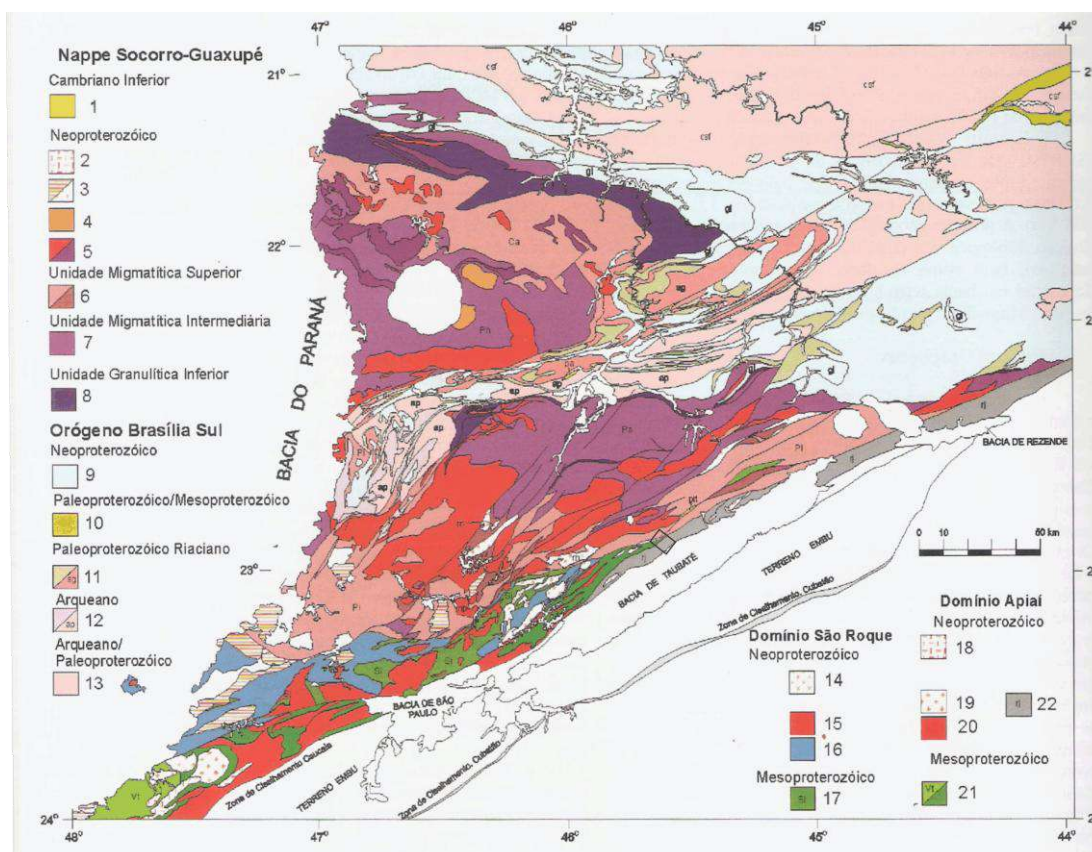


Fig. 4: Mapa Geológico da *Nappe* Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque. Perímetro da área mapeada indicado (logo acima da bacia de Taubaté). **Legenda:**

***Nappe* Socorro-Guaxupé (1-8)** 1- Fm. Pico do Itapeva (pit) e correlatas no Domínio Andrelândia (e- Fm. Eleutério, pa – Fm. Pouso Alegre); 2- Granitos tipo-A aluminosos; 3- Província granítica Itu (calcialcalina/A-aluminosa Série jotunito-mangerito (m) e granitos 585-590 Ma; 4- Sienitos Capituva e Pedra Branca (ca. 610Ma); 5- Hbl-Bt ortognaisses calcialcalinos porfirítico-porfiroclásticos, Grt-Bt granitos (np) e ortognaisses Mangerito-graníticos (620-630 Ma); 6- Gnaisses e migmatitos estromáticos com mesossoma metassedimentar, Complexo Piracaia (Pi) e Caconde (Ca). Ortognaisses tonalito-granodiorito-graníticos (640-655 Ma); 7- Gnaisses diatexíticos de composição granítica metaluminosa. Complexo Pinhal (Ph) e Paraisópolis (Pa); 8- Granada granulitos básicos e enderbites gnáissicos.

**Orógeno Brasília Sul e CSF (9-13)** 9-Sequências metassedimentares em sistemas de *nappes*, (gl) *Nappes* de granulitos a cianita; 10- Grupo São João Del Rei e Fm. Tiradentes (t); 11- Ortognaisses tonalito-granodioríticos. Complexo São Gonçalo do Sapucaí (sg); 12- Tonalitos Serra Negra (Neoarqueano) Complexo Amparo (ap- Mesoarqueano); 13- Complexos ortognáissico-migmatíticos, incluindo-se a borda sul do Cráton do São Francisco (CSF).

**Domínio São Roque (14-17):** 14- Granitos; 15- Hbl-Bt granitoides porfiríticos, calcialcalinos potássicos; 16- Grupo São Roque; 17- Grupo Serra do Itaberaba.

**Domínio Apiaí (18-21):** 18- Sienogranitos tipo-A; 19-Ms-Bt granitos e granodioritos; 20- Hbl-Bt granitoides porfiríticos, calcialcalino potássicos; 21- Fm. Votuverava (Vt). Micaxistos passando a gnaisses e migmatitos na direção NE; 22- Faixa milonítica Rio Jaguari. (Extraído de Heilbron *et al.*, 2004).

### 2.1.3 FAIXA RIBEIRA

Localizada a sul e sudeste do Cráton do São Francisco, estende-se por 1400 km na direção NE-SO, e a nordeste transiciona para a Faixa Araçuaí.

Sua origem está ligada à colisão de caráter oblíquo do paleocontinente São Francisco com outros microcontinentes e o paleocontinente do Congo a sudeste, enquanto a Faixa Brasília Setentrional também se desenvolvia (Alkmin *et al.* 1996). Como resultado, a colisão estruturou terrenos da Faixa Ribeira de L para O-NO, de forma a empilhá-los e separá-los por falhas reversas com ângulo superior a 30°, ou gerar zonas de cisalhamento oblíquas. Os terrenos de noroeste para sudeste, e em termos de imbricamento de baixo para cima, foram designados de Ocidental, Paraíba do Sul ou Embu, Oriental e Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 2004).

#### 2.1.3.1. Terreno Embu

Santoro (1998), ao mapear a folha Tremembé, considera a área mapeada no presente estudo como pertencente ao Terreno Embu, guiado pelos trabalhos de mapeamento em maior escala de Almeida *et al.* (1973) e Cordani *et al.* (1973).

O terreno tem seus limites indicados pelas zonas de cisalhamento dextrais Caucaia-Rio Jaguari a norte, e a sul pelo lineamento de Cubatão. Longitudinalmente está em contato com o Terreno Juiz de Fora ao norte e o Terreno Apiaí ao sul. Sua diferenciação para outros terrenos da Faixa Ribeira se deve a natureza e idade da infraestrutura, magmatismo granítico e episódios metamórficos neoproterozoicos mais antigos que nos demais terrenos (Heilbron *et al.*, 2004) (fig. 5).

O Terreno Embu comporta o Complexo Rio Capivari, Arqueano-Paleoproterozoico, que é embasamento do Complexo Embu, mais novo e de idade incerta (Fernandes *et al.*, 1990). O Complexo Rio Capivari é delimitado por zonas de cisalhamento que desenharam um formato alongado para ele, e composto por ortognaisses migmatíticos com mesossomas graníticos.

Os metassedimentos do Complexo Embu estão subdivididos por Fernandes (1991) em três unidades: 1) Unidade Redenção da Serra inferior, a mais extensa de todas, é composta por gnaisses peraluminosos, plagioclásio-biotita, gnaisses/xistos porfiroclásticos, anfíbolitos, gnaisses calcissilicáticos e mármore restritos. 2) Unidade Rio Paraibuna constituída por

rochas clasto-químicas, com quartzitos e calcissilicáticas intercaladas a biotita-gnaisses finos e anfibolitos. E 3) Unidade Rio Una, unidade superior, com predomínio de mica-xistos imaturos.

O metamorfismo principal do Terreno Embu atingiu a facies anfibolito, com exceção de lascas de rochas metamorfizadas na facies xisto verde encaixadas em zonas de cisalhamento. A idade do pico deste metamorfismo foi datada em 790 Ma (Vlach, 2001). Isto dificulta o entendimento da evolução geodinâmica por não ser compatível com as idades dos picos de metamorfismo da Faixa Ribeira de 580 Ma (Heilbron & Machado, 2003) e 520 Ma (Heilbron *et al.* 2004). Embora seja notável a comparação com a idade de 794 Ma atribuída à cristalização de granitos no primeiro evento colisional da Faixa Brasília (U - Pb em zircão; Pimentel *et al.* 1992).

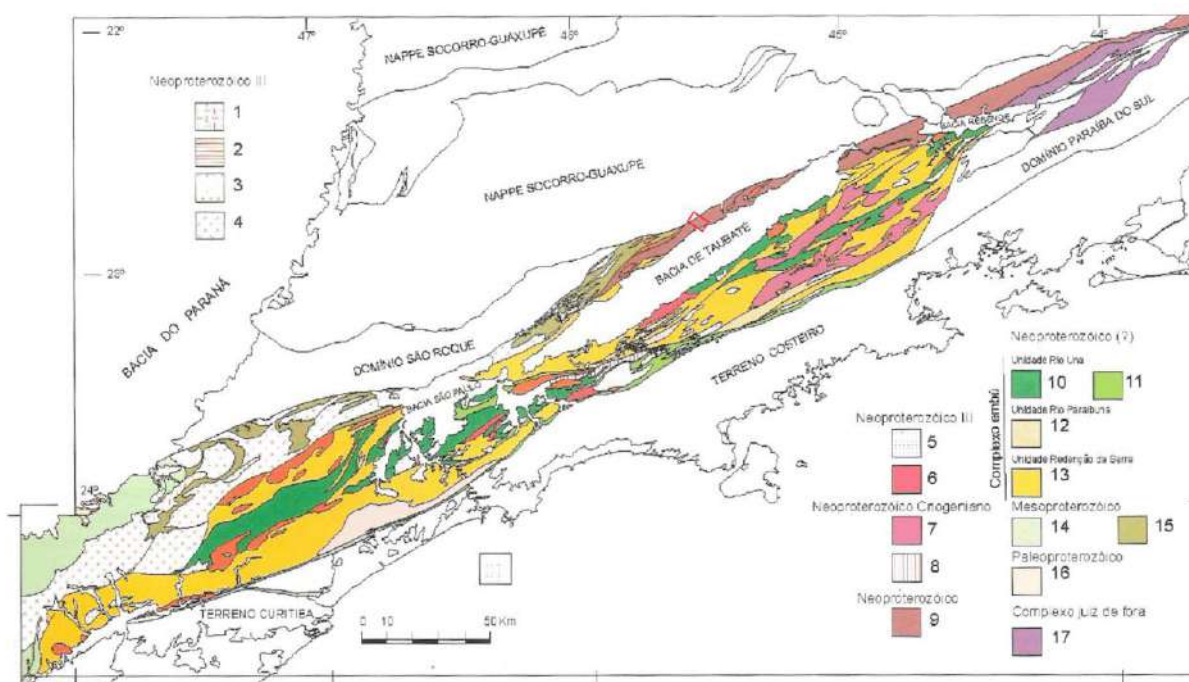


Fig. 5: Mapa Geológico do Terreno Embu e Terreno Apiaí-Guaxupé, (Domínio Apiaí) adjacente. Área mapeada indicada pelo retângulo vermelho. **Legenda:** 1- Granitos tipo-A; 2- Granitos da Província Itu; 3- Bt e/ou Bt-Ms granitos; 4- Hbl-Bt granitoides porfirítico-porfiroclásticos; 5- Bt e/ou Ms-Bt granitos crustais e granitos indiferenciados; 6- Bt granitos crustais; 7- Ms granitos tipo-Quebra Cangalha e Bt granitos tipo-Lagoinha; 8- Bt tonalitogranitos gnaissicos tipo-S (australianos); 9- Faixa Milonítica Rio Jaguari; Complexo Embu (10-13): 10- Unidade Rio Una – Xistos, quartzitos e rochas calcissilicáticas (Facies Anfibolito); 11- Unidade Rio Una – Xistos e quartzitos (Facies Xisto Verde); 12- Unidade Rio Paraibuna – Gnaisses quartzosos com intercalações de Bt gnaisses finos, Sil gnaisses e rochas calcissilicáticas; 13- Unidade Redenção da Serra – Sil gnaisses com anfibolitos, Bt gnaisses, rochas calcissilicáticas e raros mármore. Transições frequentes a migmatitos; 14- Filitos rítmicos e quartzitos (Fm. Votuverava); 15- Micaxistos com transição a gnaisses e migmatitos; 16- Tonalito gnaisses migmatíticos (Complexo Rio Capivari); 17- Complexo Juiz de Fora – Enderbito gnaisses. (Extraído de Heilbron *et al.*, 2004).

## 2.2 Bacia de Taubaté

Localizada entre as Serras da Mantiqueira a noroeste e do Mar a sudeste, a bacia de Taubaté possui cerca de 3200km<sup>2</sup>. Participa de um conjunto de bacias tafrogênicas contemporâneas, ou Sistema de *Rift* da Serra do Mar (SRSM) de Almeida, 1976, do qual Riccomini (1989) individualizou as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda como bacias do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Riccomini (1989) considera as quatro bacias como remanescentes de uma única, desenvolvida durante o Paleógeno, baseado no fato das quatro possuírem depósitos de leques aluviais a partir dos altos estruturais que as separam.

As zonas de cisalhamento do embasamento influenciaram a deposição e geometria das bacias do RCSB durante a Reativação Wealdeana que culminou na abertura do Atlântico Sul (Almeida, 1967). A sedimentação, de caráter exclusivo continental, começou com a abertura de um hemigráben com preenchimento de um sistema de leques aluviais (Fm. Resende) associado a rios entrelaçados na borda da bacia, com transição lateral para depósito lacustre (Fm. Tremembé) e fluvial meandrante no topo (Fm. São Paulo). As três formações são agrupadas no Grupo Taubaté de idade Eoceno-Oligoceno (Riccomini, 2004) (fig. 6).

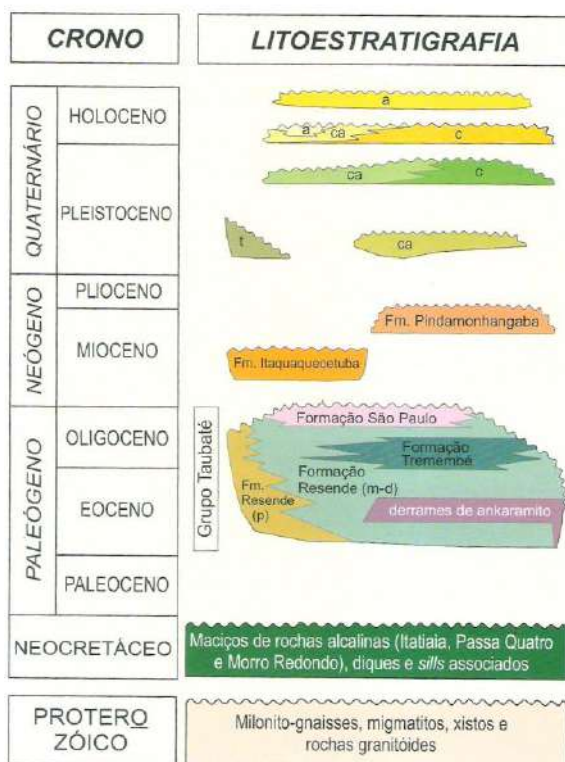


Fig.6: Quadro litoestratigráfico do segmento central do RCSB retirado de Riccomini, 2004.

**p**: leques aluviais proximais; **m-d**: leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados; **t**-depósito de talus; **c**-depósitos coluviais; **ca**-depósitos colúvio-aluviais; **a**-depósitos aluviais.

### 2.2.1 Formação Resende

No presente trabalho mapeou-se parcialmente a parte distal desta formação. A Formação Resende é a unidade basal e lateral do Grupo Taubaté, comporta depósitos de leques aluviais associados a rios entrelaçados. A área proximal do leque é formada por orto e paraconglomerados predominantes na borda norte da bacia, depositados por processos de fluxo gravitacional subaéreo. Constituem conglomerados polimíticos, mas raramente oligomíticos com seixos e matacões angulosos a subarredondados, e a matriz é lamítica a arenosa arcoseana.

As áreas medianas e distais sedimentaram lamitos e lamitos arenosos maciços, às vezes conglomeráticos, interdigitados aos conglomerados proximais. Os rios entrelaçados possuem depósitos de arenitos grossos a médios de estrutura maciça ou estratificada, localmente conglomeráticos e de deposição perpendicular à borda da bacia (Riccomini, 1989).



### 3 UNIDADES DE MAPEAMENTO

Os litotipos mapeados foram organizados em sete unidades de mapeamento apresentadas neste capítulo. O mapa com a localização das unidades e os seus contatos, assim como o posicionamento da Zona de Cisalhamento da Buquira, está no Anexo A desta monografia. Já a localização de cada lâmina, analisada para a descrição petrográfica, pode ser observada no mapa do Anexo C.

#### 3.1 Granada-Sillimanita-Xisto

Compreende uma faixa de aproximadamente 2,2km<sup>2</sup> a sudoeste da área estudada e limitada ao sul pela bacia de Taubaté.

São xistos com granulometria fina a média compostos por porfiroblastos de feldspatos e granada, e por sillimanita, biotita e quartzo. Localmente estão intercalados a níveis centimétricos de quartzitos com granulometria média, compostos por quartzo e sillimanita, além de raras ocorrências de rocha calcissilicática.

As camadas xistosas variam de delgadas a espessas, comumente formam dobras isoclinais com o eixo paralelo à foliação principal (fig. 7).



Fig. 7: Camadas delgadas de Granada-Sillimanita-Xisto dobradas.

## **Petrografia**

### **Granada-Sillimanita-xisto**

Rocha de granulometria muito fina a média, com índice de cor mesocrático. A textura é nematoporfiroblástica definida por cristais de sillimanitas. A composição modal das amostras analisadas está apresentada na Tabela I. Os porfiroblastos de granada são granulares ou estirados em média com 2 mm e os maiores com 3 mm, sofreram alteração de óxido de ferro nas bordas e nas fraturas, assim como de biotita que também cresceu nas sombras de pressão (fig. 8). Apresentam inclusões de quartzo, feldspato, biotita, sillimanita, zircão e opacos. O quartzo ocorre em grãos muito finos poligonizados ou, quando menos deformado, em cristais anédricos de até 2 mm, com extinção ondulante e contatos irregulares. A sillimanita tem hábito prismático com 2 mm em média e cresceu até 5 mm nas seções paralelas ao maior eixo e 1 mm nas seções basais (fig. 9). Apresenta inclusões de quartzo, minerais opacos e zircão, e define a xistosidade da rocha junto à biotita. A biotita é submilimétrica, subédrica a anédrica de pleocroísmo amarelo a marrom. O K-feldspato é o ortoclásio de forma tabular subédrica, distinguível do quartzo pela quebra em partições, exsolução antipertítica, e pelo maior tamanho de 1 mm com maiores de até 5 mm (fig. 10). Ocorre também disperso pela matriz. O plagioclásio possui menor ocorrência que o ortoclásio, seus cristais são anédricos finos na matriz ou subédricos tabulares um pouco maiores que 2 mm. Os opacos são anédricos submilimétricos como alterações em biotita e granada e inclusões nesta. A turmalina pode estar presente como cristais submilimétricos e subédricos hexagonais ou granulares, e tem pleocroísmo marrom a amarelo. O zircão está sempre presente como mineral acessório incluso em sillimanita, biotita, granada e turmalina, ou disperso pela matriz. Possui hábito granular arredondado ou prismático, sempre muito fino.

### **Sillimanita-quartzito**

Possui textura granoblástica fina ditada pelo quartzo presente em grãos recristalizados com 0,5mm, alguns com extinção ondulante. Sillimanita, biotita e titanita estão alinhadas em uma direção preferencial (fig. 11). Os agregados de sillimanita fibrosa possuem de 1 a 2 mm. A biotita de meio milímetro é subédrica de pleocroísmo amarelo a marrom. A titanita ocorre



como cristais subédricos prismáticos ou arredondados, sempre submilimétricos. O zircão é fino e arredondado, está incluso em quartzo e sillimanita. A muscovita cresceu sobre os agregados de sillimanita ou formou sombra de pressão nas titanitas. A composição modal pode ser vista na tabela I

### **Calcissilicática**

Rocha de textura granonematoblástica fina a média (Composição modal explicitada na tabela I). O quartzo ocorre recristalizado a novos grãos menores que 1 mm, com extinção ondulante. O plagioclásio é anédrico com tamanho variado de submilimétrico a 1,5 mm, alguns grãos possuem intercrescimento mirmequítico. O clinopiroxênio tem cristais anédricos de meio a 2 milímetros de cor verde clara. Suas bordas estão substituídas para anfibólio, evidenciado pelo forte pleocroísmo, os cristais também se transformaram em biotita ou carbonato. A hornblenda constitui o anfibólio da rocha, anédrica e submilimétrica, sua presença se deve a substituições de piroxênio. Caracterizada pelo pleocroísmo verde a verde escuro, sua cor de interferência é amarela ou verde (figs. 12 e 13). A biotita está limitada ao meio da lâmina como alteração de anfibólio e piroxênio, são cristais tabulares subédricos de pleocroísmo amarelo a marrom, alinhados na mesma direção da foliação. A allanita está limitada à mesma área de ocorrência da biotita, onde formou auréola de reação nesta. Sempre submilimétrica ovoide de cor amarela pleocroica e cor de interferência também amarela. O carbonato tem origem secundária, com forma xenomórfica, alterou piroxênio, anfibólio, biotita, plagioclásio e titanita, e preencheu fraturas. Titanita ocorre com formato losangular euédrico a subédrico de tamanhos variados de 1,8 a 0,2mm, orientada com a foliação principal. Epidoto ocorre como minúsculos grãos verdes de relevo mais alto que anfibólio e piroxênio, orientados na direção da foliação principal. Onde há maior quantidade deste mineral, quartzo e plagioclásio obtiveram maior dificuldade de realizar crescimento estático. Zircão ocorre como o menor mineral da rocha, euédrico a subédrico losangular, está incluso em piroxênio, quartzo, plagioclásio e biotita, onde forma auréola de reação.

Tab. I: Análise composicional em porcentagem feita por estimativa para a unidade Granada-Sillimanita-Xisto.

	Granada-Sillimanita-xisto			Sillimanita- Quartzito	Calcissilicática
	TM26	TMB75A	TMB88	TMB60	TMB101C
Qtz	22	18	17	98	10
Kfs	18	15	12	-	-
Pl	6	-	10	-	35
Sil	20	24	26	2	-
Bt	20	23	25	tr	7
Grt	10	20	10	-	-
Tur	1	-	-	-	-
Opc	3	tr	tr	-	-
Zrn	tr	tr	tr	tr	tr
Ms	-	-	-	tr	-
Ttn	-	-	-	tr	2
Cpx	-	-	-	-	30
Am	-	-	-	-	10
Ep	-	-	-	-	2
Aln	-	-	-	-	tr
Cal	-	-	-	-	4

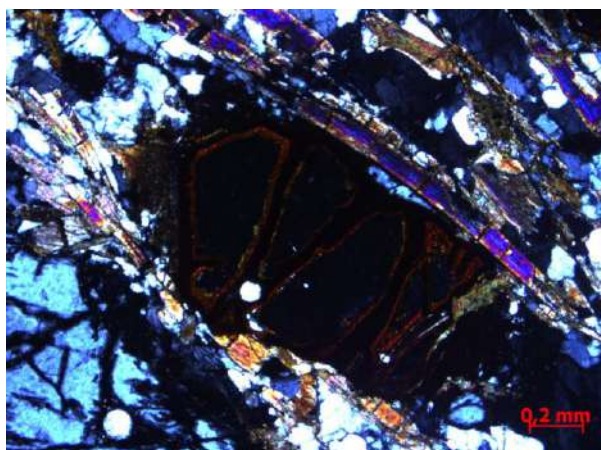


Fig. 8: Grãos prismáticos de sillimanita defletidos ao redor de porfiroblasto de granada, ambas as espécies paralelas ou próximas à foliação principal. As fraturas da granada estão preenchidas por óxido de ferro e biotita (verde). No canto inferior esquerdo há um porfiroblasto de feldspato.



Fig. 9: Sillimanitas em corte basal.

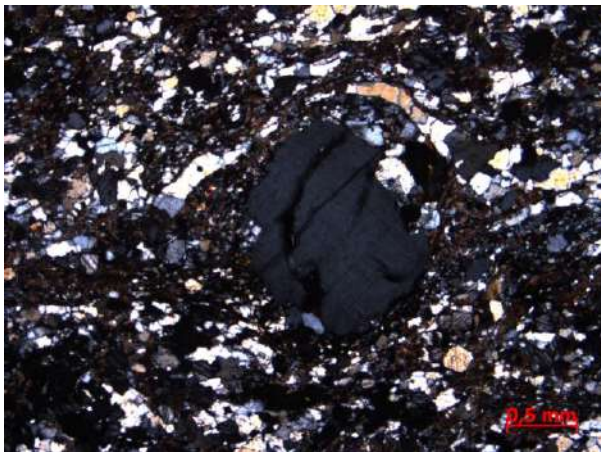


Fig. 10: Porfiroblasto de ortoclásio defletiu a foliação principal marcada na foto por uma fita de quartzo acima do feldspato.

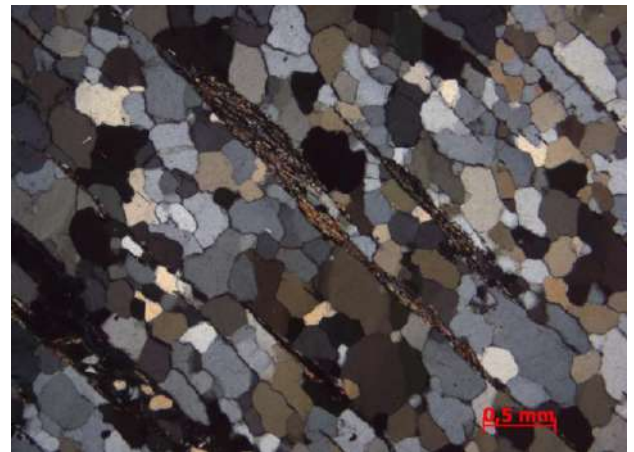


Fig. 11: Grãos de quartzo com textura granoblástica e agregados de sillimanita fibrolita dispostos paralelos à foliação principal.

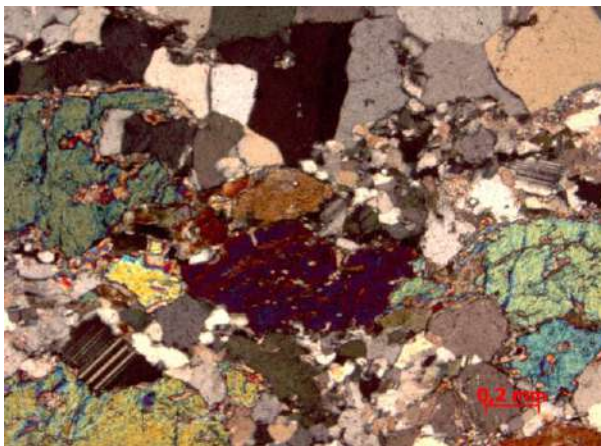


Fig. 12: Grãos de clinopiroxênio com diversas cores de interferência ao centro, alterados levemente para carbonato assim como os cristais de plagioclásio. No canto superior à direita há um cristal maior de carbonato.

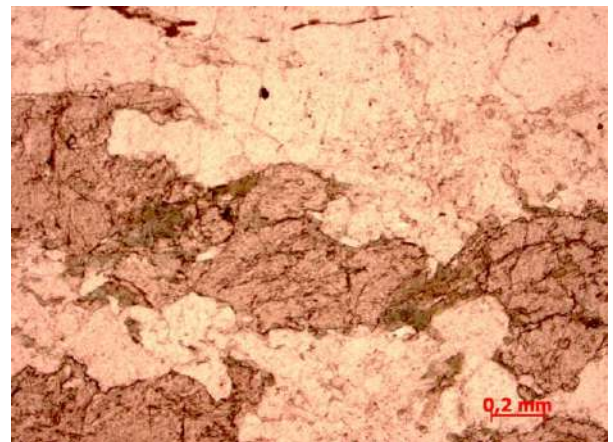


Fig. 13: Mesma visada da figura anterior com nicois descruzados. Os grãos de piroxênio possuem relevo alto assim como o anfibólio de cor verde produto de alteração do primeiro.



### 3.2 Suíte Serra da Pedra Branca

Aflora em uma área de 18,1km<sup>2</sup> em discordância litológica com a bacia de Taubaté ao sul e contato intrusivo com Granada-Sillimanita-Xisto que forma camadas delgadas a espessas entre as camadas de ortognaisses e paralelas à foliação principal.

Constitue uma unidade de ortognaisses intercalados a camadas delgadas de anfibolito, ambos com foliação tectônica bem desenvolvida (fig. 14). Podem apresentar estrutura migmatítica estromática e textura milonítica relacionadas à zona de cisalhamento da Buquira (fig 15 e 16).

Tratam-se de ortognaisses com fenocristais de feldspatos de 3 cm em média e maiores com até quinze, quartzo e biotita subcentimétricos e localmente anfibólio, envoltos em matriz fina e escura. Contêm allanita de até 1 cm como mineral acessório. Os fenocristais de feldspatos, quando fora da zona de cisalhamento da Buquira, têm tamanho superior e mostram faces retas preservadas, além de abrigar inclusões de biotita e anfibólio com até um centímetro.



Fig. 14: Foliação tectônica bem desenvolvida em ortogneisse porfirítico com fenocristais de até dez centímetros e matriz fina.



Fig. 15: Estrutura migmatítica em ortogneisse da Suíte Serra da Pedra Branca.

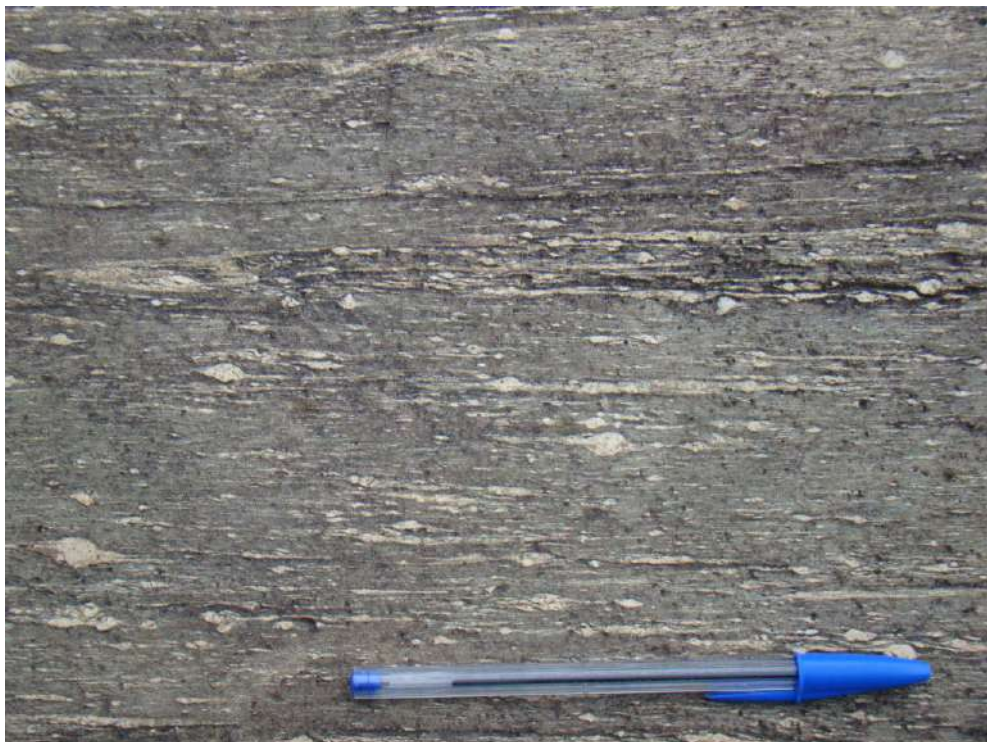


Fig. 16: Textura milonítica em ortogneisse da Suíte Serra da Pedra Branca. Nesta foto, a maioria dos indicadores cinemáticos é sinistral.



## Petrografia

A rocha tem granulometria fina com textura granolepidoblástica porfirítica e localmente milonítica. A composição modal e a composição modal normalizada estão nas tabelas II e III respectivamente e os nomes de cada amostra na figura 18. Os fenocristais são de K-feldspato, tanto microclina quanto ortoclásio, de até dois centímetros e plagioclásio de até meio centímetro, ambos em média com 1,5mm com hábito tabular subédrico ou anédrico, alguns estão sericitizados ou parcialmente alterados para carbonato (fig. 17). Acolhem inclusões de quartzo, feldspato, anfibólio, biotita e também constituem a matriz, com cristais anédricos finos recristalizados, junto com o quartzo. Este possui contato poligonizado entre os grãos finos que podem formar fitas. A biotita é lamelar subédrica, forma a xistosidade da rocha. O pleocroísmo amarelo pálido a marrom difere do pleocroísmo amarelo dourado a verde/castanho da biotita da facies inequigranular da Suíte Serra da Água Limpa. Estas podem estar presentes na unidade, mas limitadas a planos de alteração da rocha. Cristais anédricos ou prismáticos subédricos de hornblenda com pleocroísmo amarelo/verde a verde escuro podem estar presentes, neste caso acompanham a xistosidade. Clorita também é rara, algumas vezes como alteração de biotita. Minerais acessórios são zircão, allanita localmente com bordas de epidoto, titanita, raramente muscovita orientada com as biotitas, carbonato como alteração de feldspatos, nas sombras de pressão destes e como preenchimento de fraturas, e opacos dispersos na matriz ou como alteração de micas.

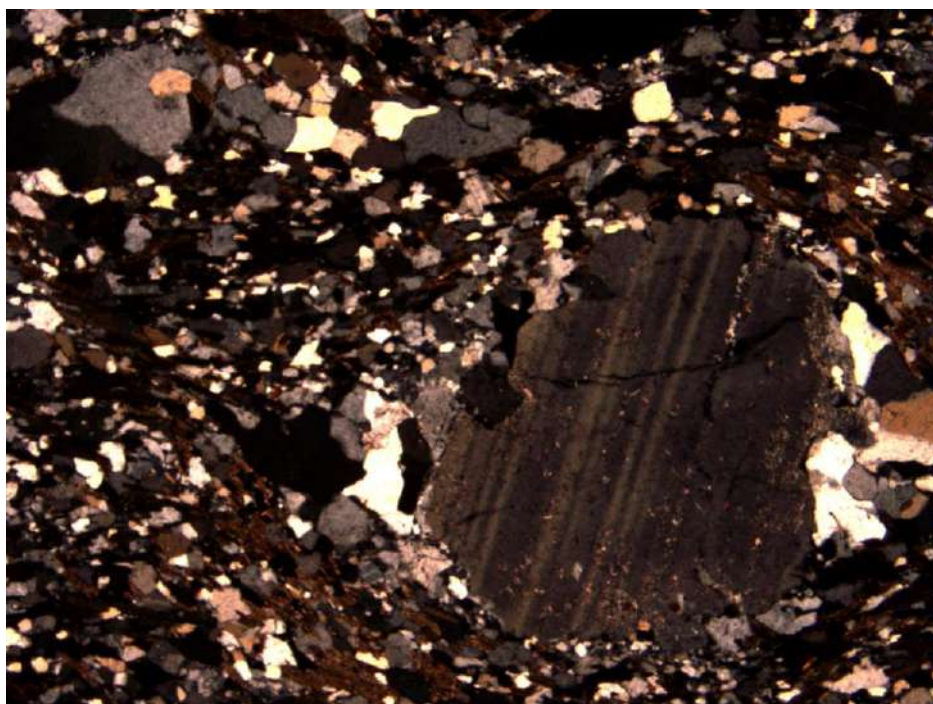


Fig. 17: Fenocristal de plagioclásio em matriz fina, com xistosidade marcada por biotita.

Tab. II: Composição modal em porcentagem feita por estimativa para a unidade Suíte Serra da Pedra Branca. As amostras da esquerda para direita representam afloramentos de leste para oeste em mapa.

	TMB101A	TMB101D	TMB101B	TM44D	TM02B	TMB116A	TMB63B
Qtz	55	33	60	50	64	48	38
Or	-	20	-	15	-	-	13
Mc	25	-	22	-	17	31	-
Pl	11	10	7	16	8	5	14
Bt	7	35	9	14	8	14	34
Hbl	-	-	-	5	3	-	-
Zrn	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Chl	2	-	2	-	tr	tr	-
Ttn	tr	tr	-	-	tr	1	-
Aln	tr		tr	-	tr	tr	-
Ms	tr	-	tr	-	-	tr	1
Opc	tr	1	tr	-	-	1	-
Cal	-	1	tr	-	-	-	-

Tab. III: Composição modal normalizada de quartzo, K-feldspato e plagioclásio das amostras analisadas. Valores indicados em porcentagem de volume.

	Sienogranito		Granitoide rico em quartzo			Sienogranito	Monzogranito
	TMB101A	TMB101D	TMB101B	TM44D	TM02B	TMB116A	TMB63B
	A	D	B				
Qtz	60	52	67	62	72	57	58
Or	-	32	-	18	-	-	20
Mc	28	-	25	-	19	37	-
Pl	12	16	8	20	9	6	22

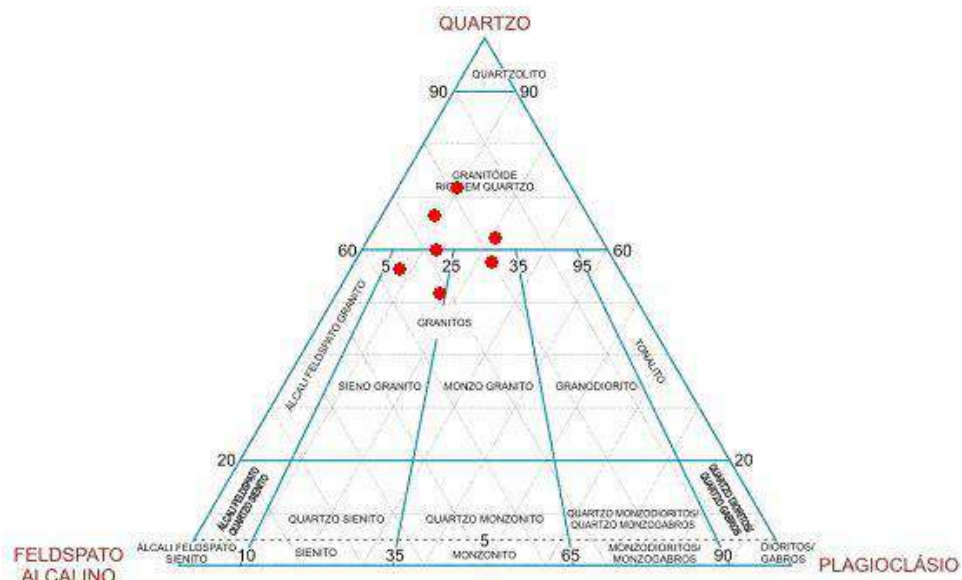


Fig. 18: Diagrama de Streckeisen (1976) editado com plotagem das composições modais normalizadas das amostras da Suíte Serra da Pedra Branca.

### 3.3 Mica-Xisto

Aflora em uma faixa de 24,3km<sup>2</sup>, ao norte da área, a partir do sul da estação ferroviária Eugênio Lefèvre. A unidade é composta por níveis xistosos delgados a espessos de muscovita-xisto, biotita-xisto e granada-muscovita-xisto. Ocorrem intercaladas a esta associação camadas delgadas a médias de rocha calcissilicática, laminares a delgadas de quartzito fino a médio e níveis delgados menos comuns de anfibolito e turmalinito (fig. 19). Caracterizam migmatitos de injeção quando associados a intrusões comuns de corpos de ortognaisse e granito anatético, ambos ligados a Suíte Serra da Água Limpa, além de raras rochas vulcânicas e alcalina (vide apêndice B). A forte xistosidade forma trama S-C' e está crenulada.

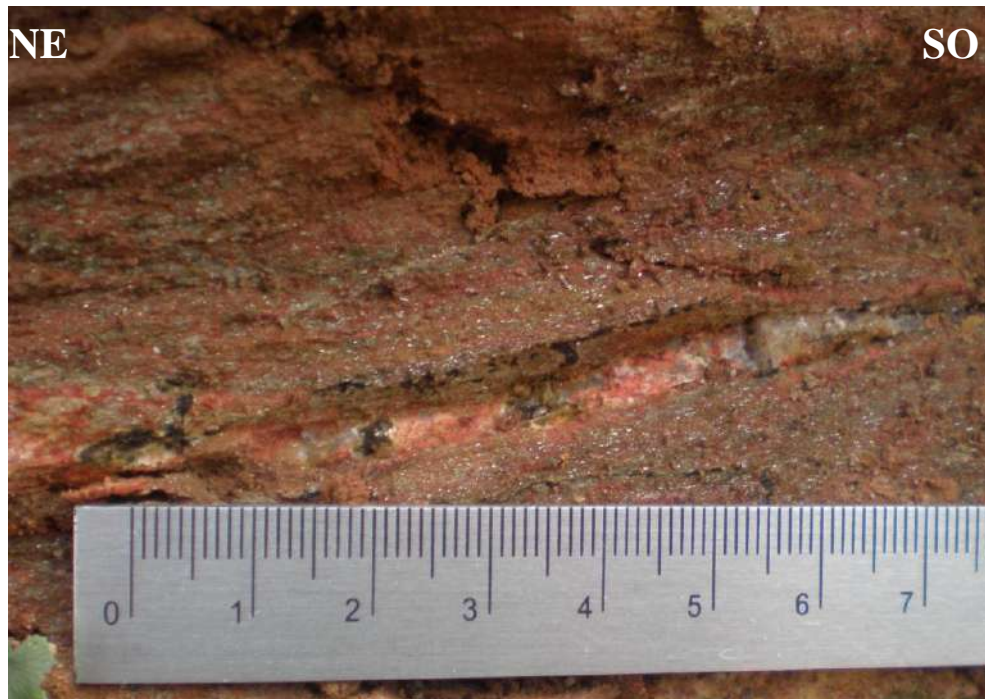


Fig.19 : Biotita-xisto avermelhado com lâmina de quartzito paralela à foliação.



## **Petrografia**

### **Biotita-xistos e Granada-biotita-xistos**

Possuem granulometria fina e na matriz muito fina, com textura granolepidoblástica (Composição modal na tabela IV). O quartzo ocorre como grãos finos recrystalizados, por vezes em fitas. A matriz é composta de biotita e muscovita muito finas que formam dobras (fig. 20). A biotita define a xistosidade da rocha, às vezes com a muscovita e clorita. Costuma ser submilimétrica subédrica, localmente um pouco maior, e tem pleocroísmo amarelo a marrom. A muscovita ocorre como cristais sigmoides ou euédricos formadores da xistosidade ou menores que cortam a foliação. A granada é incomum na unidade, tem entre 2 a 4 mm, alongada na direção da xistosidade, está parcialmente alterada para goethita e ferro (fig. 21). Feldspatos são raros, possuem forma tabular com um ou dois milímetros, mas quando presentes estão alterados para sericita. A quantidade de sericita perfaz em até 70% a rocha, e pode explicar a pequena presença dos feldspatos. A clorita, euédrica a subédrica cresceu em direções aleatórias, preferencialmente como substituta da granada e em mimetismo com a biotita. Os minerais opacos ocorrem submilimétricos como alterações nas clivagens das micas, orientados na matriz ou milimétricos de forma cúbica. A calcita ocorre como grãos entre 0,1 a 0,5mm com contatos poligonais. A allanita com tamanho de até 1 cm, cresceu próxima às biotitas, quase sempre com bordas de epidoto. Este também está presente como cristais anédricos minúsculos na matriz micácea, alinhados com a xistosidade. O zircão ocorre em grãos muito finos anédricos arredondados inclusos na matriz ou em micas.

### **Muscovita-Xisto e Quartzito intercalado.**

A rocha é muito fina com textura lepidoblástica no xisto e granoblástica na porção quartzítica (Composição modal na tabela V). O quartzo ocorre melhor recrystalizado em áreas com pouca mica com granulometria muito fina a fina. A matriz é composta por muscovita e biotita, mas localmente as micas são sigmoides milimétricas sobrecrecidas da matriz ou subédricas a euédricas posteriores a deformação (fig. 22). Minerais opacos são alterações de micas, minerais alongados submilimétricos alinhados a xistosidade, ou um pouco maiores cúbicos, posdeformacionais, e costumam ser maiores no quartzito. Turmalina ocorre como grãos subédricos de crescimento aleatório no xisto.

Tab.IV: Análise composicional em porcentagem feita por estimativa para os componentes da unidade Mica-Xisto: Biotita-xisto e Granada-biotita xisto.

	Biotita-xisto					Granada-biotita-xisto	
	TM51D	TM40	TMB37	TM37A	TMB123B	TM51F	TM51I
Qtz	33	40	10	32	10	11	30
Bt	20	12	15	42	50	17	15
Ser	45	34	65	-	36	70	12
Ms	-	10	5	-	3	-	28
Kfs	-	-	-	-	1	-	-
Grt	-	-	-	-	-	1	6
Chl	-	-	-	-	-	-	8
Cal	-	-	-	12	-	-	-
Aln	-	-	-	1	-	-	-
Opc	2	4	5	-	-	1	1
Ep	-	tr	-	13	-	-	-
Zrn	tr	tr	-	tr	-	tr	tr

Tab.V: Análise composicional em porcentagem feita por estimativa para o componente da unidade Mica-Xisto: Muscovita-xisto e Quartzito intercalado ao xisto.

	Muscovita-xisto			Quartzito com xisto	
	TMB79	TMB123A	TMB71B	TMB71A	TMB40
Qtz	20	8	35	60	99/30
Ms	30	80	65	38	tr/35
Bt	50	7	-	tr	tr/33
Pl	-	-	-	-	-/2
Kfs	-	5	-	1	-/tr
Tur	-	-	-	1	-
Opc	-	5	-	1	-/tr
Chl	-	-	-	1	-

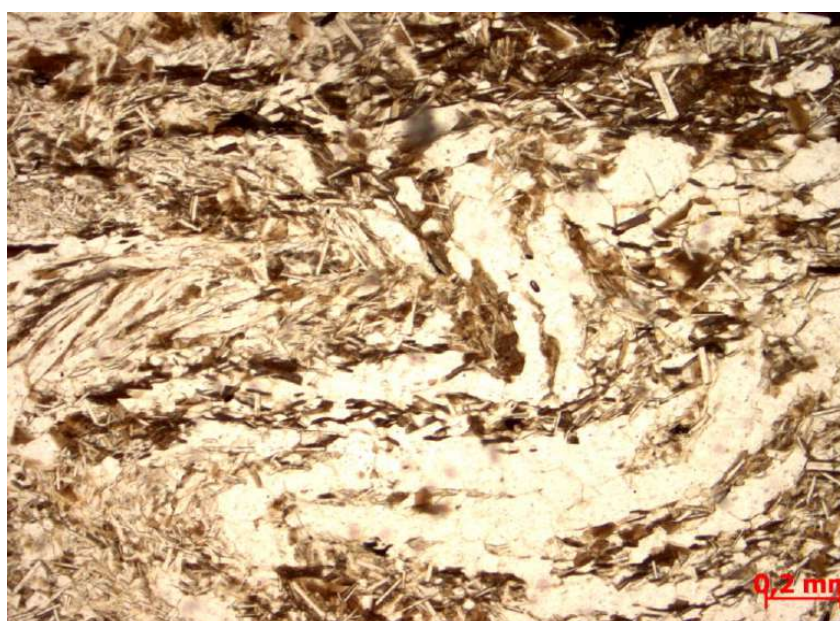


Fig. 20: Crenulação formada por micas. Cristais menores de muscovita na parte superior da foto cresceram de forma aleatória posteriormente a formação da dobra.



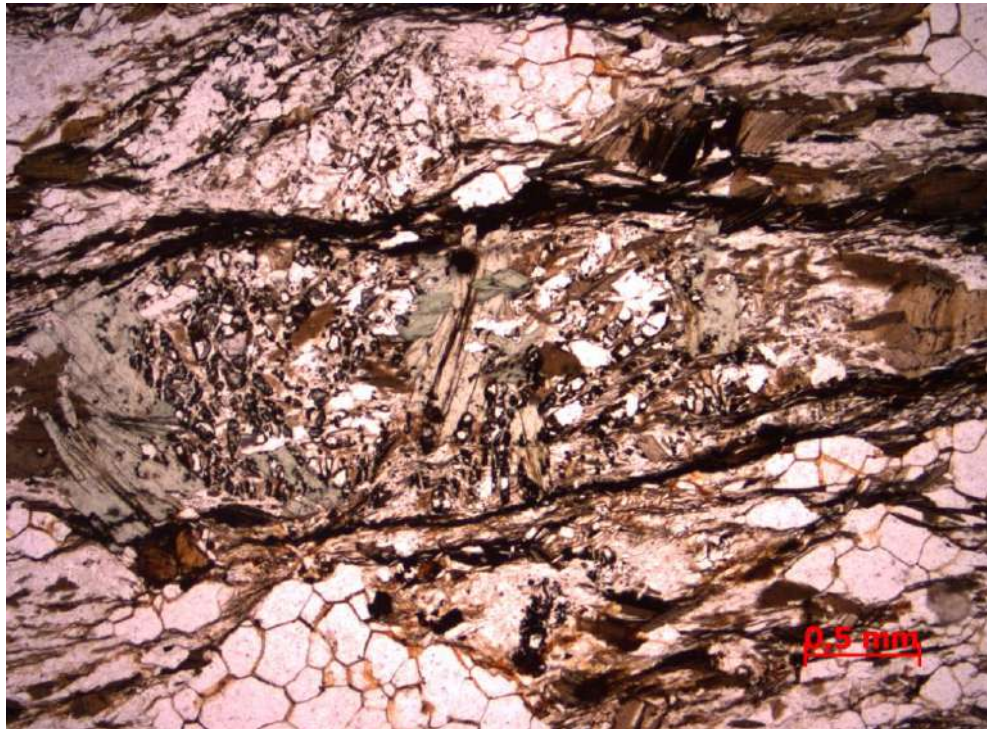


Fig. 21: Granada (grãos cinza) parcialmente erodida (buracos na lâmina com auréola marrom de ferro) e alterada para biotita marrom e Fe-clorita verde.

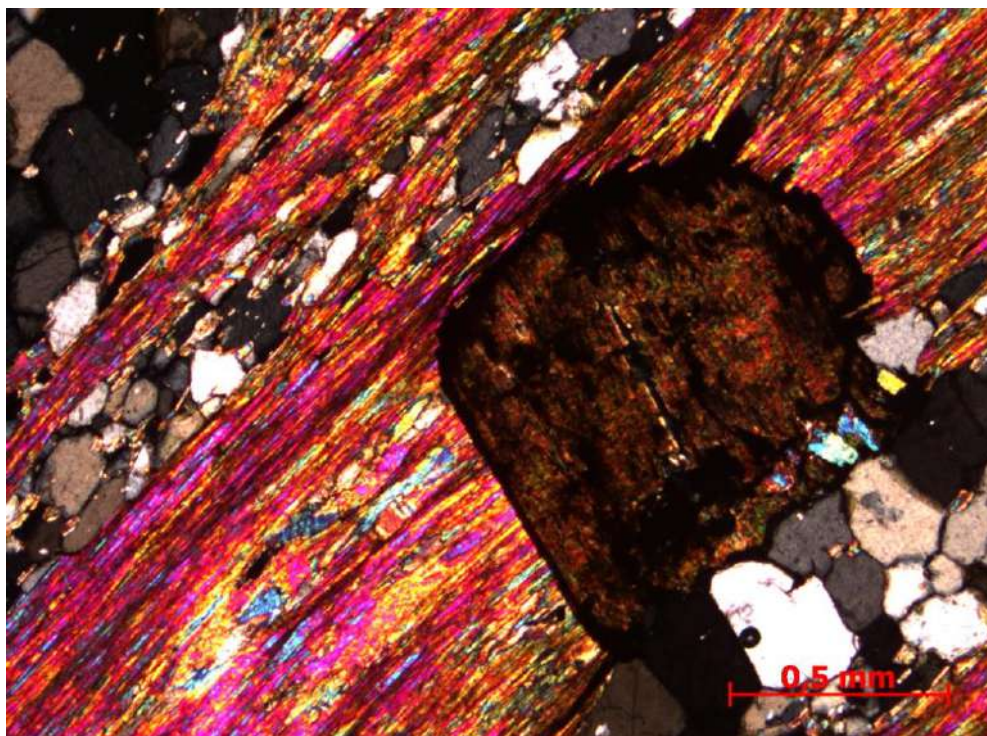


Fig.22: Muscovita-xisto intercalado a lâminas de quartzito e uma biotita fora da orientação principal crescida a partir do xisto.



### 3.4 Suíte Serra da Água Limpa

Ocupa aproximadamente 5km<sup>2</sup> a noroeste da área, onde mantém o relevo acentuado da Serra da Mantiqueira em contraste com as encostas íngremes formadas por metassedimentos da unidade Mica-Xisto a sudeste. O contato entre as duas unidades é intrusivo e não se restringe a parte nordeste da área, uma vez que em alguns pontos (vide seção, apêndice B) a suíte Serra da Água Limpa ocorre intrudida na unidade Mica-Xisto. A unidade é composta por duas facies distintas: a) granitoide porfirítico de composição granítica a granodiorítica com foliação ígnea e ou metamórfica, localmente com textura milonítica e estrutura migmatítica predominantemente estromática (fig 23, 24). b) granitoide equigranular de composição granítica. A facies porfirítica tem granulometria média a grossa com textura porfirítica, enquanto a equigranular pode ser fina a média. Ambas mais claras do que os ortognaisses da Suíte Serra da Pedra Branca. A coloração da rocha, normalmente é rosa ou branca, dada pelos fenocristais de K-feldspato e/ou plagioclásio, mas quando alterada passa para alaranjada como a dos xistos, sendo distinguível deles pelos fenocristais. A mineralogia é composta por fenocristais de K-feldspato e/ou plagioclásio com dois centímetros em média, podendo atingir até cinco, também presentes como cristais menores na matriz assim como quartzo, biotita, às vezes anfibólio, titanita e allanita, e mais raramente sulfetos de alteração. A unidade apresenta enclaves máficos, alguns com esfoliação esferoidal (fig. 25).



Fig.23: Facies porfirítica milonítica da suíte Serra da Água Limpa, com enclave anfibolítico

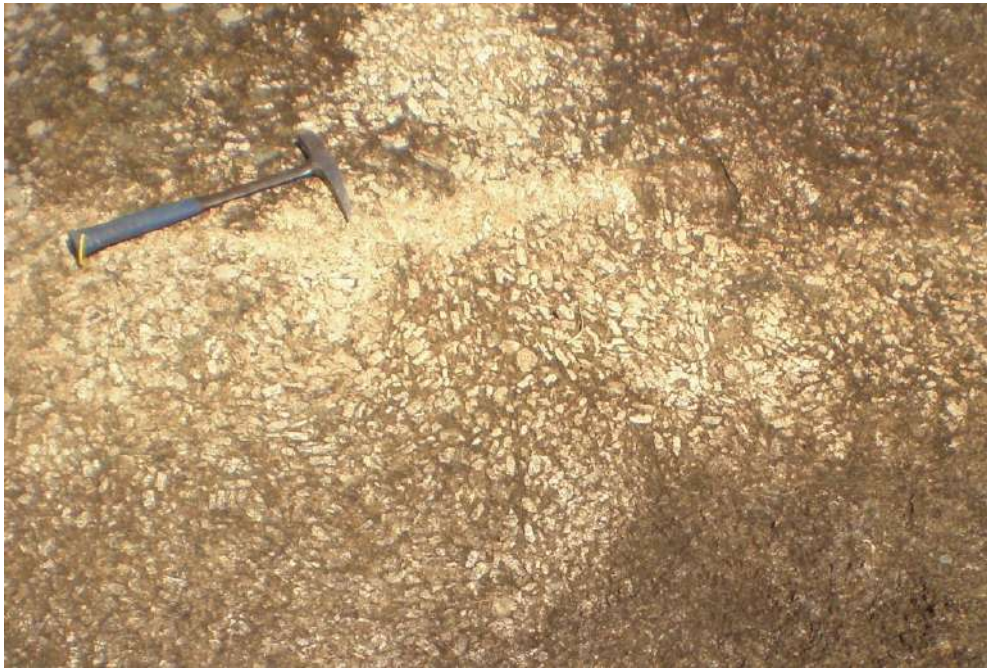


Fig.24 : Textura de fluxo ígneo preservado em facies porfírica da Suíte Serra da Água Limpa.



Fig. 25: Enclave de rocha anfibolítica com erosão esferoidal, dentro de granitoide porfírico da suíte Serra da Água Limpa.

## **Petrografia**

### **Facies porfirítica**

Gnaiss porfirítico mesocrático de granulometria média e composição sienogranítica a granodiorítica dependendo de qual fenocristal de feldspato é o predominante (tabelas VI e VII, e fig. 28). A foliação é definida por biotitas e, quando presente, hornblenda que conferem textura nematoblástica porfirítica. Os fenocristais de K-feldspato e plagioclásio de até 1,5 cm estão envoltos em matriz de feldspato, quartzo, biotita e hornblenda. Possuem inclusões de quartzo, biotita, allanita, epidoto e feldspato. O plagioclásio é anédrico a subédrico como fenocristal e intersticial de 8 mm em média na matriz, com frequência sericitizado. Alguns cristais possuem deformação plástica visível por lamelas polissintéticas dobradas e extinção ondulante, os menores podem ter contatos poligonizados. O K-feldspato é a microclina, porfirítica e na matriz com 2 mm em média. Suas inclusões são de biotita, rutilo e opacos. O quartzo foi recristalizado e é comum ter contatos poligonizados, extinção ondulante é mais rara, suas inclusões são de allanita, titanita e biotita. A biotita é anédrica a subédrica com lamelas de 0,7 mm de cor verde escura a amarela, possui inclusões de titanita, allanita e epidoto (fig. 26). Hornblenda pode estar presente com forma subédrica lamelar ou tabular e inclusões de quartzo e zircão (fig. 27). Titanita tem forma granular ou subédrica e segue a foliação da rocha, associada à biotita como inclusão ou próxima a ela, formou bordas ao redor da ilmenita. Epidoto ocorre como minúsculos cristais prismáticos, euédricos a subédricos esverdeados, associados às biotitas com as quais está orientado pela foliação. Minerais opacos têm tamanhos variados, mas sempre menores que 1 mm isolados pela matriz ou inclusos em quartzo, plagioclásio e nas clivagens da biotita. São alterações miméticas de biotita paralelas à xistosidade, ilmenita como núcleo de titanita, anédricos não associados a minerais específicos ou hexagonais em menor proporção. Allanita é anédrica ou subédrica amarela, menor que 0,5 mm, dispersa pela matriz ou inclusa em quartzo e plagioclásio fraturados pela sua radiação. Alguns cristais possuem manto de epidoto e mais raramente geminação. O zircão é euédrico prismático na matriz ou incluso em biotita e hornblenda.



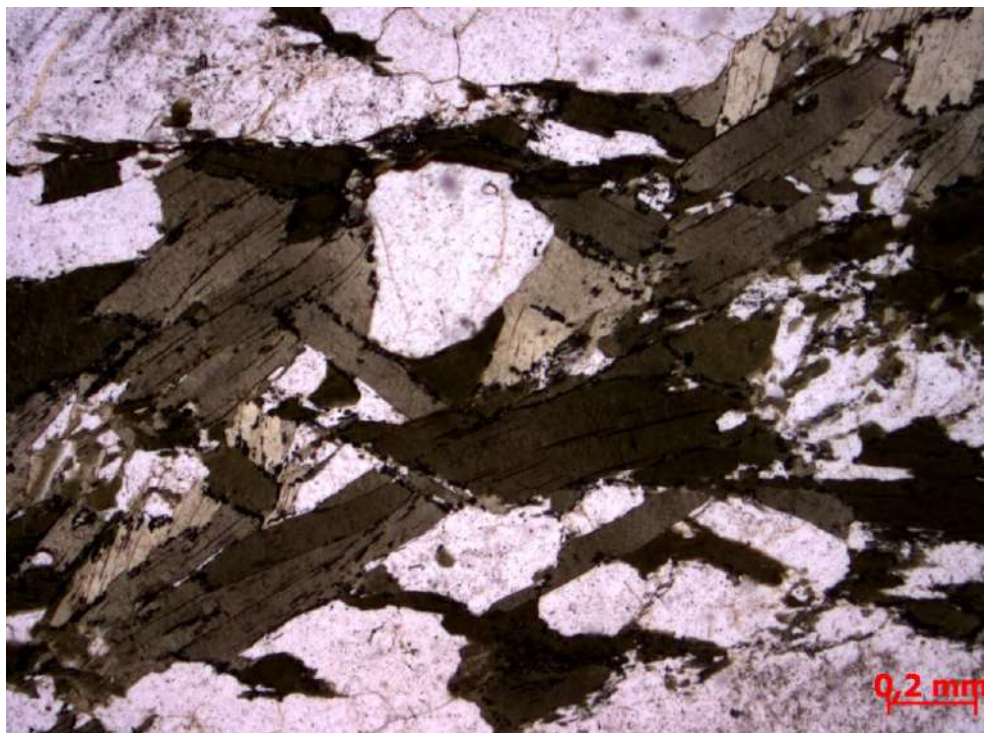


Fig. 26: Biotitas levemente orientadas de pleocroísmo verde muito escuro/marrom a amarelo dourado.

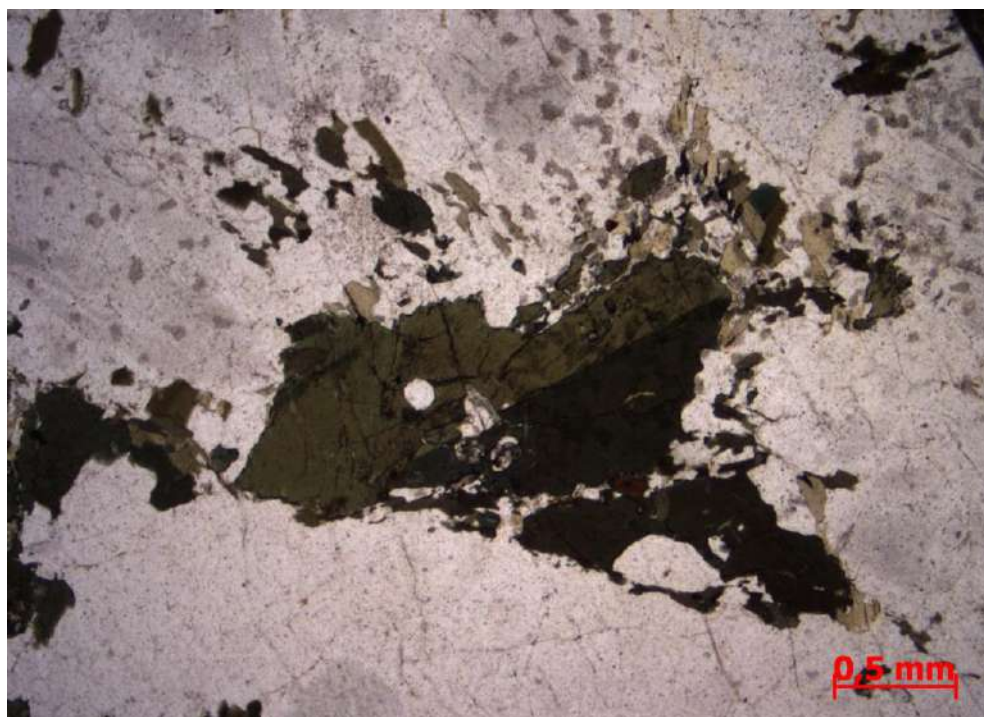


Fig. 27: Hornblenda geminada e biotita dourada ao seu redor.

Tab.VI: Composição modal em porcentagem feita por estimativa para a facies porfírica da unidade Suíte Serra da Água Limpa.

	TM04A	TM04C	TMM83	TM51M	TMM07	TMM42III	TMM53C	TMM81	CJ02A
Qtz	27	18	50	36	26	30	37	26	33
Kfs	23	46	29	21	20	14	7	5	8
Pl	5	8	4	5	20	17	17	16	30
Bt	31	10	15	16	15	15	25	34	21
Ep	3	tr	1	-	-	8	12	tr	tr
Opc	tr	3	tr	tr	tr	tr	2	1	1
Aln	1	-	1	tr	-	tr	tr	tr	tr
Hbl	-	-	-	-	14	13	-	14	-
Ttn+Ilm	7	2	-	-	4	-	-	4	-
Ttn	-	-	-	1	-	3	-	-	tr
Zrn	2	tr	-	tr	tr	-	-	-	tr
Chl	1	1	tr	1	-	-	-	-	-
Ms	tr	5	tr	5	-	-	-	-	-
Ser	tr	7	-	15	-	-	-	-	6

Tab. VII: Composição modal normalizada de quartzo, K-feldspato e plagioclásio das amostras analisadas. Valores indicados em porcentagem de volume.

	Sienogranito				Monzogranito		Granitoide rico em quartzo	Granodiorito	
	TM04A	TM04C	TMM83	TM-51M	TMM07	TMM42III	TMM53C	TMM81	CJ02A
Qtz	49	25	60	58	39	49	61	55	46
Kfs	42	64	35	34	30	23	11	11	11
Pl	9	11	5	8	31	28	28	34	43

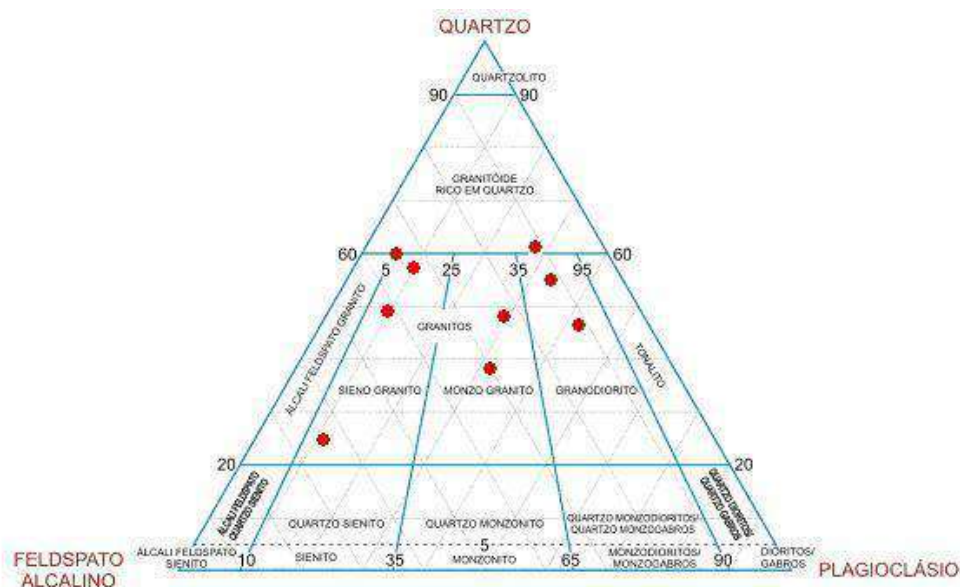


Fig. 28: Diagrama de Streckeisen (1976) editado com plotagem das composições modais normalizadas das amostras da facies porfírica da unidade Suíte Serra da Água Limpa.



## **Facies equigranular**

Como o próprio nome define, a textura da rocha é equigranular. A granulometria está definida entre fina e média (Composições modal e modal normalizada nas tabelas VIII e IX respectivamente, e nomes das amostras na fig. 29). Os grãos de quartzo têm até 1 mm, estão deformados com extinção ondulante e possuem contatos irregulares com os outros grãos de quartzo e feldspatos. Plagioclásio e microclina têm tamanhos de 0,5 a 2 mm são anédricos ou subédricos tabulares, comumente com zoneamento e às vezes há uma leve sericitização nestes minerais. A biotita é subédrica e tem pleocroísmo amarelo dourado a verde/castanho, ocorre dentro dos feldspatos e entre eles. Muscovita e mais raramente clorita podem estar presentes com a biotita. A clorita também substituiu feldspatos assim como a sericita. Em uma lâmina (TM09A), micas de crescimento sin e pós-Dn (deformação principal) foram observadas em formação de arcos poligonais. Trata-se de biotita de pleocroísmo marrom a marrom escuro com 1 a 2 mm e muscovita de 1 a 4 mm, ambas subédricas a euédricas. Zircões euédricos em média com 0,1mm estão presentes na matriz ou inclusos em feldspatos e micas. Minerais opacos anédricos substituíram micas ou são ilmenitas com núcleo de titanitas losangulares de 0,1mm.

Tab.VIII: Composição modal em porcentagem feita por estimativa para a facies equigranular da unidade Serra da Água Limpa.

	MLR14	TM09A
Qtz	40	22
Kfs	45	14
Pl	5	10
Bt	10	23
Ms	-	28
Opc	tr	2
Zrn	tr	tr
Chl	-	1

Tab. IX: Composição modal normalizada de quartzo, K-feldspato e plagioclásio das amostras analisadas. Valores indicados em porcentagem de volume.

	Sienogranito	Monzogranito
	MLR14	TM09A
Qtz	44	48
Kfs	50	30
Pl	6	22

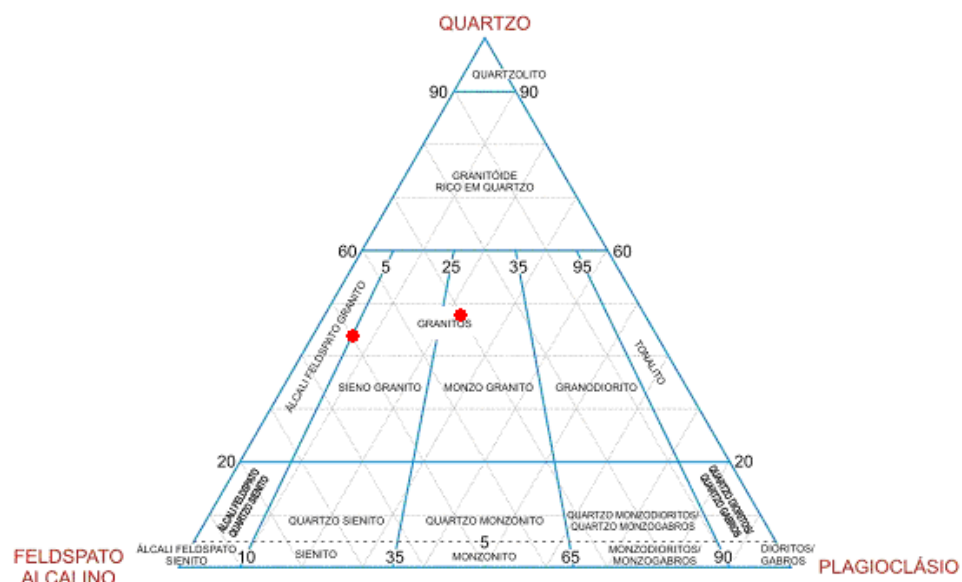


Fig. 29: Diagrama de Streckeisen (1976) editado com plotagem das composições modais normalizadas das amostras da facies equigranular da unidade Suíte Serra da Água Limpa.

## Enclaves máficos

Constituem rochas máficas de natureza diversa, mesocráticas a melanocráticas com granulometria muito fina a média e texturas nematoblástica a porfiroblástica. Os enclaves mais comuns são anfibolitos e rochas anfibolíticas isotrópicas (Tab. X). O quartzo pode estar presente recristalizado com contatos irregulares e extinção ondulante, sempre submilimétrico. O plagioclásio ocorre na matriz no mesmo tamanho que o quartzo, e em rochas muito finas formam fenocristais de duas modas com médias de 2 ou 5 mm que blindam inclusões dos outros minerais da rocha. O anfibólio é a hornblenda subédrica com até 2 mm e em média 1 mm, forma textura corona com titanita anédrica de até 0,5 mm nucleada por ilmenita também anédrica. Actinolita substituiu as bordas de muitos cristais de anfibólio. A biotita é subédrica a anédrica e tem pleocroísmo amarelo a marrom. Minerais opacos são ilmenita associada a titanita ou anédricos imersos na matriz e inclusos nos outros minerais. Tanto biotita, quanto ilmenita e os minerais opacos dispersos na matriz produziram bordas ferruginosas. Clorita ocorre como minúsculos bastões euédricos inclusos em quartzo, plagioclásio e biotita, ou anédrica como substituição de plagioclásio. Epidoto ocorre como cristais muito finos dentro do plagioclásio.

Tab. X: Composição modal em porcentagem feita por estimativa para os enclaves máficos da unidade Suíte Serra da Água Limpa.

	Anfibolito	Anfibólio-plagioclásio-gnaiss
	CJ02D	TMM40A
Qtz	-	24
Pl	39	25
Bt	-	14
Hbl	44	29
Act	10	-
Epi	7	-
Ttn	tr	1
Opc	tr	4
Chl	tr	3

### 3.5 Ortognaisse Serra do Trabiju

Aflora no sopé da Serra da Mantiqueira, onde abrange 1,5km<sup>2</sup>. Possui geometria de lentes de 10 a 20 metros de espessura, concordantes com a foliação principal da área e invasivos na unidade Mica-Xisto (fig. 30). Composto por granito-gnaisses porfíricos e leucocráticos de textura predominante ígnea com fenocristais de feldspatos tabulares de até 1 cm. Diferencia-se da facies porfírica com textura ígnea da unidade Suíte Serra da Água Limpa pela maior concentração de fenocristais que por sua vez também são menores.



Fig.30: Granitoide Serra do Trabiju com fenocristais de até 1 cm.

## Petrografia

Possui textura inequigranular porfirítica com fenocristais de K-feldspato e plagioclásio em matriz fina de quartzo recristalizado, biotita e clorita (Composições modal e modal normalizada nas tabelas XI e XII, e nome da amostra na fig. 33). O K-feldspato é a microclina de hábito tabular com bordas recristalizadas e tamanho entre 3 a 11 mm e em média 8 mm. O plagioclásio também forma fenocristais tabulares de bordas recristalizadas, são menos frequentes e os tamanhos menores, de 2 a 8 mm e em média 3 mm, podem ser encontrados como pertitas em K-feldspato. Lamelas dobradas demonstram deformação (fig. 31). O quartzo foi recristalizado entre os fenocristais de feldspato para tamanho fino, e possui contatos poligonais. A biotita de pleocroísmo amarelo para marrom (diferente do geral para a Suíte Serra da Água Limpa) tem tamanho muito fino e está alojada entre os feldspatos. Alguns cristais de biotita estão alterados para clorita, assim como feldspato. A muscovita é outro mineral de alteração, subédrica a euédrica com aproximados 1 mm, cresceu por cima da biotita e feldspatos, principalmente do plagioclásio. A última alteração foi protagonizada pelos minerais opacos de hábitos cúbico e tabular, desenvolveram-se por cima das micas (fig. 32). Outros minerais opacos e zircão podem ser encontrados como inclusões em feldspatos e micas. Rutilo é raro, disperso na matriz.

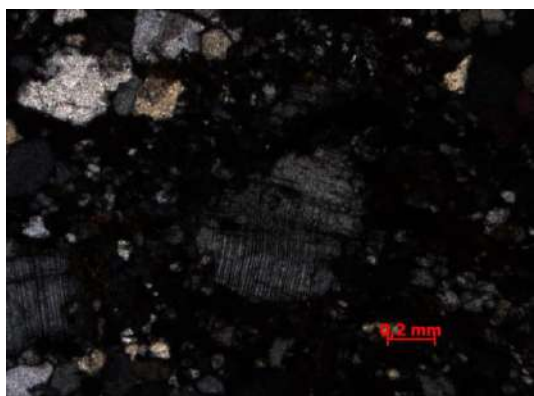


Fig. 31: Lamelas de plagioclásio dobradas.

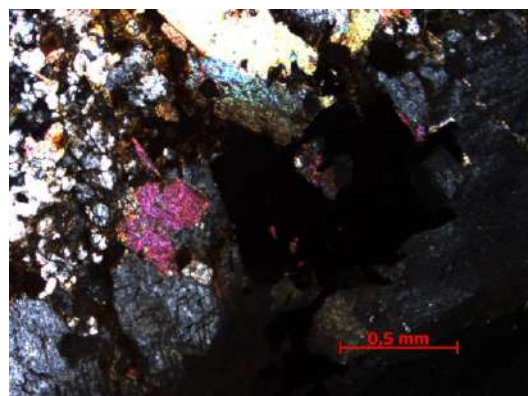


Fig. 32: Muscovita e opaco de crescimento posterior à deformação da rocha.

Tab.XI: Composição modal em porcentagem feita por estimativa para unidade Ortognaisse Serra do Trabiju.

	Sienogranito								
	Kfs	Pl	Qtz	Bt	Chl	Ms	Opc	Zrn	Rt
<b>TM36</b>	40	23	31	3	1	1	1	tr	tr

Tab. XII: Composição modal normalizada de quartzo, K-feldspato e plagioclásio das amostras analisadas. Valores indicados em porcentagem de volume.

	Sienogranito		
	Kfs	Pl	Qtz
<b>TM36</b>	43	24	33

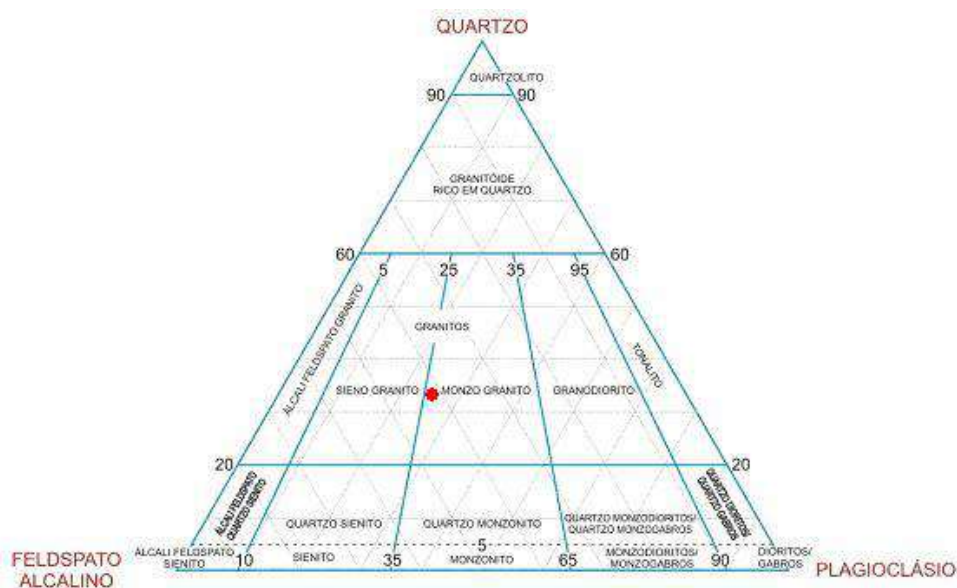


Fig. 33: Diagrama de Streckeisen (1976) editado com plotagem da composição modal normalizada da amostra da unidade Ortognaisse Serra do Trabiju.



### 3.6 Diques alcalinos

Três diques de rocha alcalina foram encontrados intrusivos em rochas da Suíte Serra da Pedra Branca, e na unidade Mica-Xisto com atitudes E-W, 80N, portanto, discordantes da foliação principal (fig. 34). Um deles é responsável pela mudança de direção do Rio Piracuãma na parte sudeste da área, o outro, mais ao norte, está instalado dentro da zona de cisalhamento da Buquira, próximo ao contato da Suíte Serra da Pedra Branca com o Mica-Xisto e um terceiro no Mica-Xisto, já na estação de Eugênio Lefèvre. Tratam-se de diques de rocha alcalina, centimétricos a métricos com cor marrom, sem deformação, compostos por fenocristais euédricos finos de clinopiroxênio, envoltos em matriz afanítica.



Fig. 34: Dique alcalino de cor marrom com foliação subvertical.

#### **Petrografia**

A rocha é melanocrática com textura afanítica porfíritica e granulometria muito fina. Trata-se de um equivalente vulcânico ao clinopiroxenito devido à predominância de clinopiroxênio. Apesar de isotrópica, possui amídalas preenchidas por calcita, presentes em maior abundância em certos planos. Os fenocristais finos são de

clinopiroxênio, predominantes na matriz muito fina que também contém rutilo e minerais opacos. Os cristais de clinopiroxênio possuem dois hábitos e duas modalidades (fig. 35). Fenocristais euédricos a subédricos losangulares de 1 mm, ou subédricos aciculares de 0,7mm e, também aciculares, menores que compõem a matriz. Os fenocristais apresentam textura subofítica e alguns possuem geminação simples. A cor dos piroxênios é levemente esverdeada e amarronzada nas bordas, sendo a cor de interferência mais alta também nas extremidades (fig. 36). A zonação de cor denota alteração da composição de aegirina-augita no núcleo para titano-augita na borda. Minerais opacos são milimétricos, a maior parte anédrica, mas alguns poucos, em especial dentro das amídalas, possuem a forma cúbica da magnetita. O rutilo é subédrico prismático ou anédrico. A calcita xenomórfica é restrita ao preenchimento das amídalas, cada uma com até 1 mm. Todas as espécies minerais da rocha estão inclusas em calcita e, portanto nas amídalas.

Tab. XIII: Estimativa modal em porcentagem para dique alcalino.

	Cpx prismático	Cpx acicular	Cpx da matriz	Opc	Rt	Cal
<b>TM25</b>	12	6	37	18	10	17

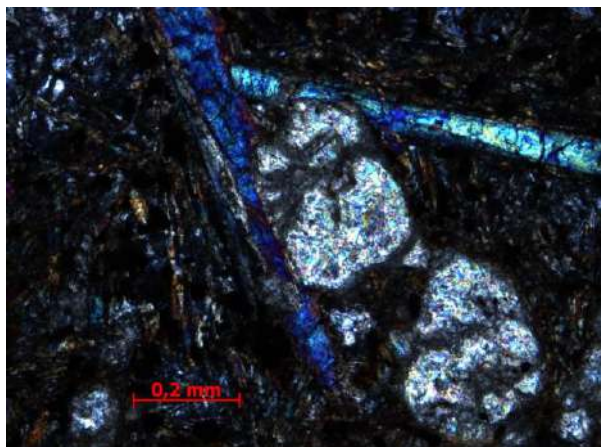


Fig. 35: Hábitos prismático e acicular dos fenocristais de clinopiroxênio.

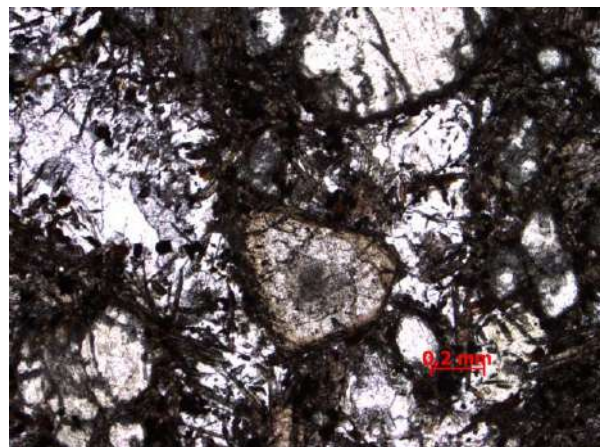


Fig. 36: Fenocristal de clinopiroxênio prismático zonado.



### 3.7 Conglomerados Formação Resende

Delimitam cerca de 4,9km<sup>2</sup> do sul e sudeste da área, onde repousam em discordância litológica sobre o Granada-Sillimanita-Xisto e Serra da Pedra Branca, a mudança de litologia é visível pelo relevo aplainado bruscamente devido à suscetibilidade erosiva desta unidade sedimentar. A unidade é constituída por conglomerados polimíticos finos, maciços, com grânulos e seixos subarredondados de feldspato sericitizado, quartzo e litoclastos, além de intraclastos de argila. A matriz argilosa confere cor roxa, vermelha ou ocre (fig. 37).



Fig. 37: Conglomerado fino de cor roxa da Formação Resende.

## 4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A caracterização da geologia estrutural da área foi possível através da identificação e análise de elementos estruturais tais como foliações, lineações, planos axiais de dobras, zonas de cisalhamento e planos de falhas e fraturas. A partir dos dados considerados, 3 fases deformacionais,  $D_n$ ,  $D_{n+1}$ ,  $D_{n+2}$ , são propostas para a área de estudo.

### 4.1 Fase Deformacional $D_n$

Esta fase produziu a foliação principal ( $S_n$ ) da área e lineação mineral e/ou de estiramento na forma de xistosidade e gnaissificação marcadas em todas as unidades metassedimentares e de gnaisses granitoides. Além de pequenas dobras com plano axial paralelo a  $S_n$ , registradas principalmente nos contatos deposicionais ( $S_{n-1}$ ) entre diferentes litologias nas unidades metassedimentares xistosas.

A foliação principal  $S_n$  está impressa em todas as unidades proterozoicas da área e possui mergulho predominante para SE com atitude média 157/55 (fig. 38).  $S_n$  está definida pela orientação planar de micas e quartzo na unidade Mica-Xisto; mica, quartzo e sillimanita na unidade Granada-Sillimanita-Xisto; e por agregados quartzo-feldspáticos, micas e menos comumente por anfibólio nos gnaisses granitoides e granitos.

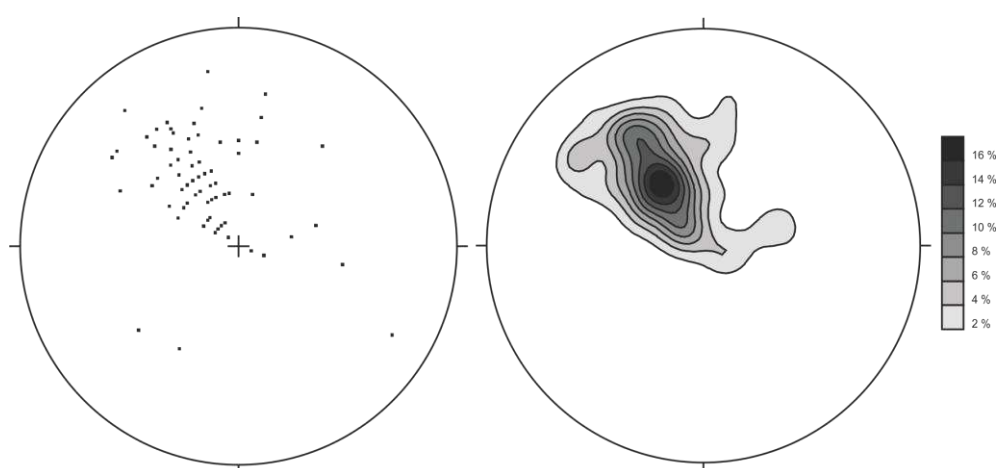


Fig. 38: À esquerda, estereograma de pólos dos planos da foliação principal  $S_n$ . À direita, estereograma de isolinhas de porcentagem dos pólos da foliação  $S_n$ . 83 medidas e atitude média 157/55.

Os minerais que definem a foliação  $S_n$  formam também a lineação  $L_n$ , melhor marcada por micas na unidade Mica-Xisto e sillimanita e biotita em Granada-Sillimanita-Xisto. O caimento principal de  $L_n$  é para leste com mergulho médio de  $30^\circ$  (figs. 39 e 40).

Em cortes perpendiculares a  $S_n$  e paralelos a  $L_n$  são observadas, tanto em afloramento como em lâmina, trama  $SC''$ , porfiroclastos e porfiroblastos de feldspato tipo sigma indicando movimento com topo para oeste e *micafish* e *kink band* em lâminas (fig. 41).

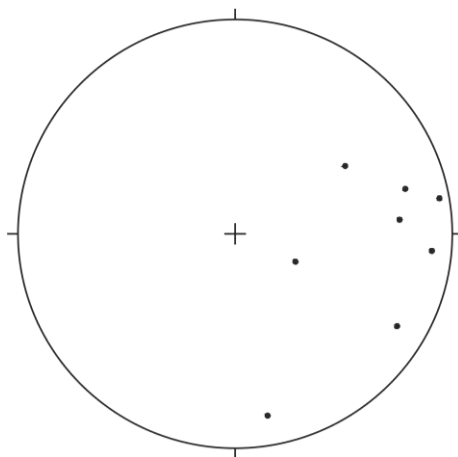


Fig. 39: Estereograma de lineações  $L_n$  com 8 medidas. As lineações apresentam ângulo de caimento baixo e variam seu caimento de leste para sudeste.



Fig. 40: Forte lineação ancorada por cristais de anfíbólio na unidade Suíte Serra da Pedra Branca.



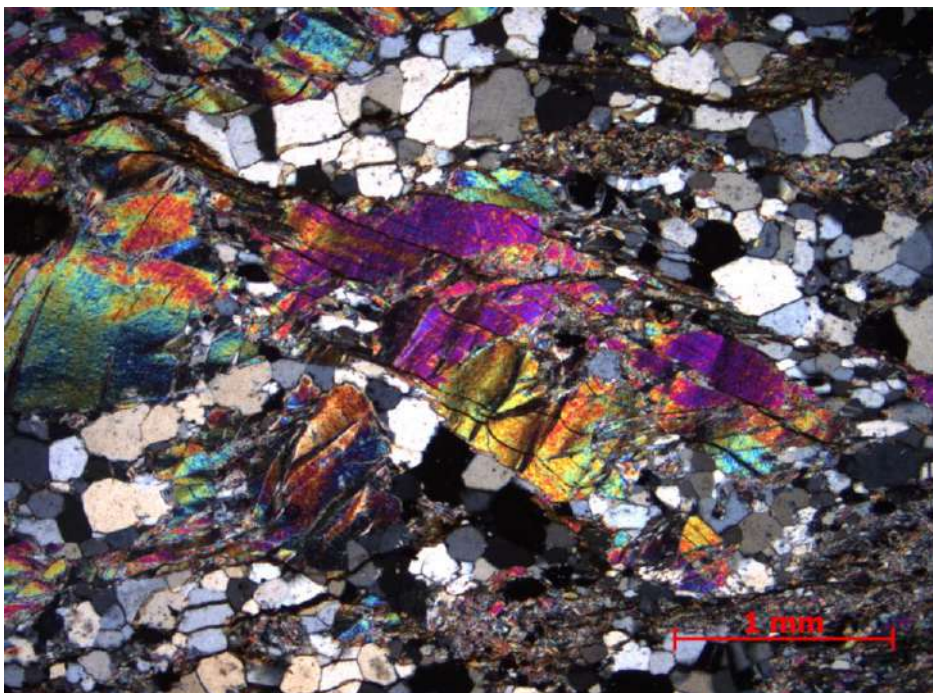


Fig. 41: *Kink band* de muscovita em camada quartzítica da unidade Mica-Xisto.

As dobras  $F_n$  características desta fase são centimétricas a decimétricas e fechadas a isoclinais, dobram uma foliação  $S_{n-1}$  (provavelmente o acamamento nos metassedimentos).  $F_n$  tem como plano axial a foliação  $S_n$  e o eixo  $L_n$  (fig. 42).



Fig. 42: Dobra isoclinal com espessamento da charneira na Suíte Serra da Pedra Branca/Granada-Sillimanita-Xisto.

#### 4.2 Fase deformacional $D_{n+1}$

Fase responsável pela geração de foliação milonítica  $D_{n+1}$  e lineação de estiramento e/ou mineral. Nesta fase há a criação da Zona de Cisalhamento da Buquira. Outras faixas miloníticas menores, centimétricas a métricas, foram encontrada mas não nomeadas ou associadas a zonas de cisalhamento conhecidas. A foliação metamórfica é melhor observada em granitoides do que nos xistos devido ao grau ruim de preservação dos milonitos nos metassedimentos e atuação da fase  $D_{n+2}$  mais intensa nestas rochas.

A foliação milonítica  $S_{n+1}$  mergulha para SE em média  $35^\circ$  nas unidades a partir do sudeste da Zona de Cisalhamento da Buquira e  $55^\circ$  nas unidades a noroeste (fig. 43). Quanto à lineação  $L_{n+1}$  cai em média  $25^\circ$ . Nas unidades Suíte Serra da Água Limpa e Mica-Xisto tem caimento para leste e nas unidades Sillimanita-Granada-Xisto e Suíte Serra da Pedra Branca, separadas das demais pela Zona de Cisalhamento da Buquira, a lineação tem caimento para sudeste (fig. 44).

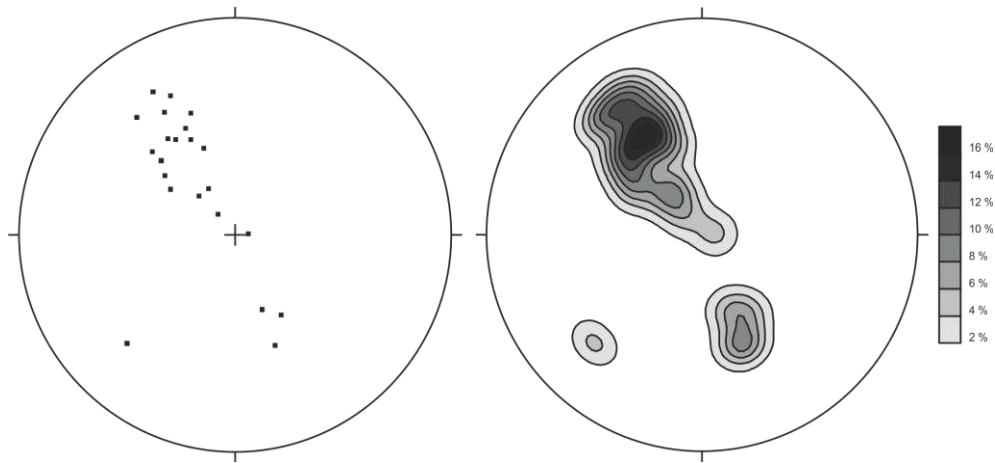


Fig. 43: À esquerda, estereograma de pólos dos planos da foliação milonítica  $S_{n+1}$  com 25 medidas. À direita, estereograma de isolinhas de porcentagem dos pólos da foliação  $S_{n+1}$ . As foliações apresentam ângulo de caimento médio e mergulho para sudeste.

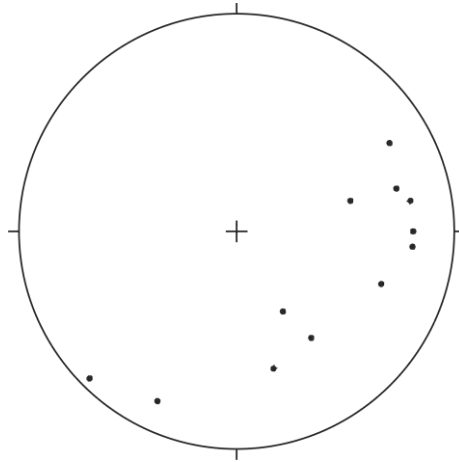


Fig. 44: Estereograma de lineações  $L_{n+1}$  com 13 medidas. Caimento baixo e mergulho variando do quadrante NE a SO.

No ponto TM4 faixas miloníticas centimétricas de atitude 340/60, em rochas da unidade Serra da Água Limpa, possuem porfiroclastos de feldspato tipo sigma em afloramento, com movimento sinistral (figs. 45 e 46). Estes milonitos não foram associados a nenhuma zona de cisalhamento específica. Já os milonitos associados à zona de cisalhamento da Buquira contêm indicadores cinemáticos porfiroclastos/porfiroblastos tipo sigma destal.

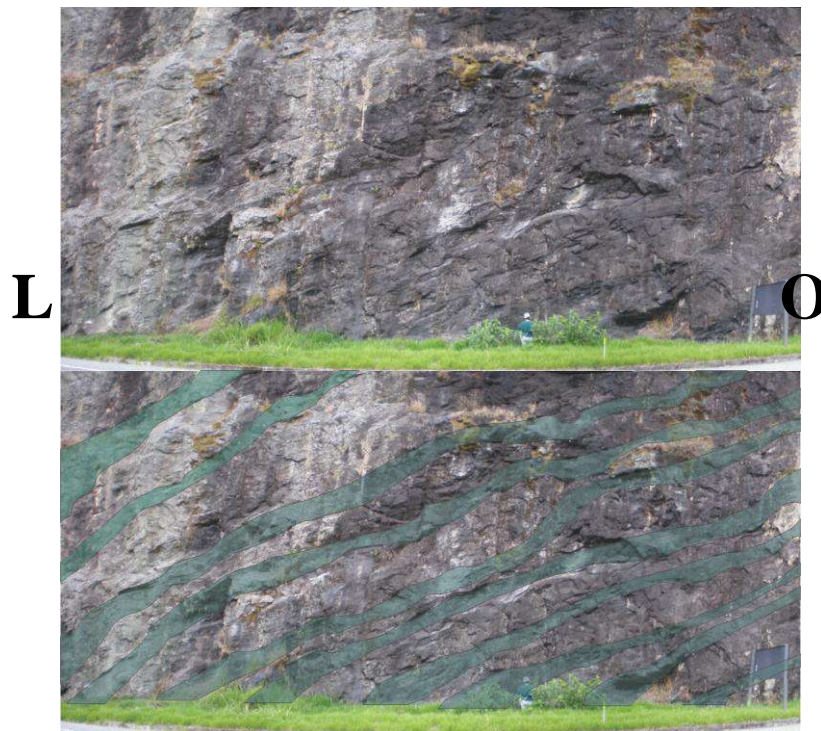


Fig.45: Zonas de cisalhamento decimétricas (em verde) em rochas da unidade Suíte Serra da Água Limpa. Este afloramento apresenta atitude média 340/60, contrastante com a atitude média 178/50 da foliação principal.





Fig. 46: Indicador cinemático sigma sinistral relacionado a uma das pequenas zonas de cisalhamento a noroeste da Zona de Cisalhamento da Buquira (TM04).

#### 4.3 Fase deformacional $D_{n+2}$

A foliação principal da área mergulha predominantemente para SE embora em alguns casos esteja voltada para N ou NO. A mudança do sentido de mergulho demonstra uma fase posterior de dobramento com dobras abertas de plano axial mergulhando para SE e eixo caindo para SO. Faixas miloníticas decimétricas podem ser encontradas em pacotes de rocha com o mergulho da foliação para N (fig. 45). Portanto a fase deformacional em questão foi posterior à criação da foliação milonítica classificada aqui como pertencente à fase  $D_{n+1}$ .

Nesta mesma fase deformacional de encurtamento, há a geração de crenulação para o Mica-Xisto (fig. 47 e 48). Característica única desta unidade, a crenulação obliterou parcialmente a foliação milonítica desta unidade.

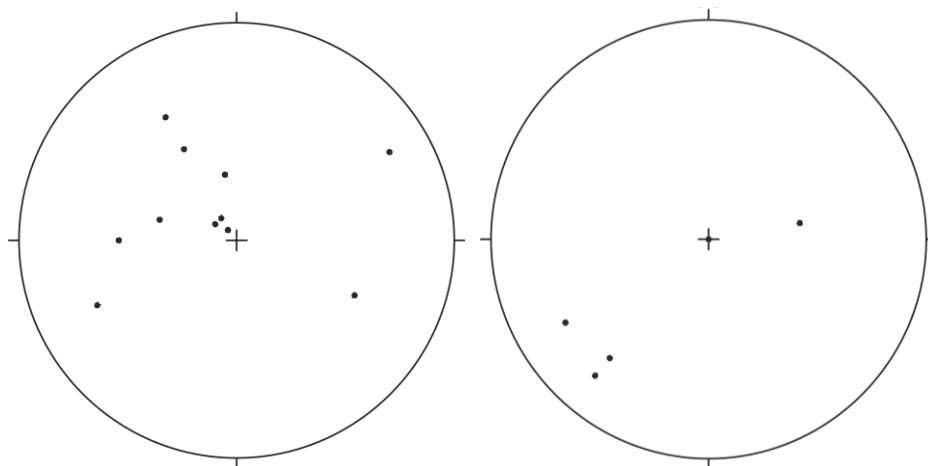


Fig. 47: À esquerda, estereograma de pólos dos planos da foliação  $S_{n+2}$  (12 medidas) com ângulo de caimento médio a alto e com o mergulho variando entre os quadrantes NO e NE. À direita, estereograma das lineações  $L_{n+2}$  (6 medidas), ângulo de caimento baixo e mergulho para o quadrante SO.

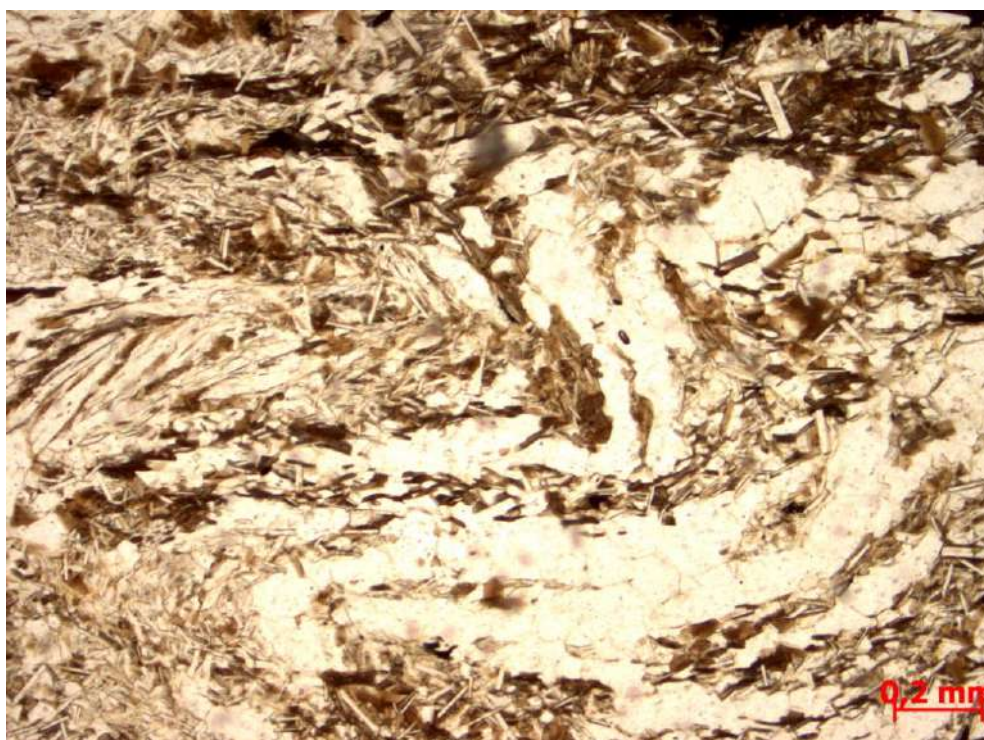


Fig. 48: Xistosidade crenulada marcada por muscovita e biotita na unidade Mica-Xisto.



### **Estruturas rúpteis posteriores**

Falhas normais rúptil-dúcteis são incomuns na área, algumas preenchidas por veios de quartzo. Possuem planos de falha NO-SE e NE-SO, aparentemente a primeira direção é a mais comum. Dobras de arraste são características destas falhas, o que as confere caráter dúctil (fig. 49).



Fig. 49: Falha normal em migmatito anatético da suíte Serra da Água Limpa. Plano de falha NE-SO.

Durante o Cretáceo-Terciário, a área sofreu influência de um evento ígneo representado por diques alcalinos e fraturas relacionados ao corpo plutônico Maciço de Ponte Nova (fig. 50). O corpo em questão está alojado nas rochas Pré-Cambrianas a 24 km a ONO da área de estudo. Os três diques encontrados possuem atitudes semelhantes L-O subvertical com leve mergulho para N, assim como algumas fraturas.



Fig. 50: Dique alcalino subvertical com alteração de cor marrom característica.

## 5 METAMORFISMO

### 5.1 Metamorfismo Principal

O metamorfismo da área de estudo é determinado principalmente pelos metassedimentos de origem pelítica.

A paragênese sillimanita + granada + K-feldspato na unidade Granada-Sillimanita-Xisto e a presença de corpos graníticos anatéticos paralelos à foliação principal definem o metamorfismo da área em facies anfibolito (fig. 51). A presença de hornblenda metamórfica e ausência de ortopiroxênio nos ortognaisses que intrude os metassedimentos, além de anfibolitos intercalados aos ortognaisses indicam que o metamorfismo não atingiu a facies granulito, permaneceu em torno de 650 a 750°C e 2 a 8kbar.

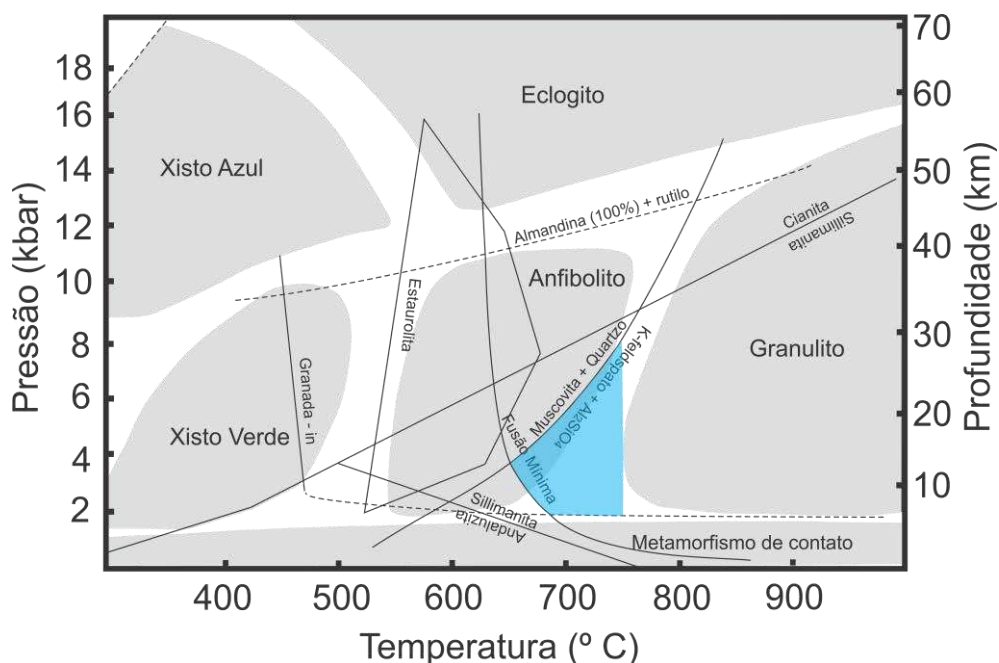


Fig. 51: Gráfico P-T com campo de estabilidade em azul da paragênese Granada+Sillimanita+K-feldspato e fusão mínima. Paragênese presente no Granada-Sillimanita-Xisto que caracteriza o metamorfismo principal em facies Anfibolito alto.

Para as unidades Mica-Xisto, Serra da Água Limpa e Serra do Trabiju, todas localizadas ao norte da Zona de Cisalhamento da Buquira, a caracterização do metamorfismo concomitante à fase  $D_n$ , nas condições de facies anfibolito, se dá pela presença de corpos anatéticos paralelos à foliação. Estes corpos são leucossomas provenientes de migmatitos

anatéticos. Os migmatitos de injeção também são comuns nas unidades a norte da Zona de Cisalhamento da Buquira. Foram originados por injeção tardia do magma gerador da Suíte Serra da Água Limpa e estão representados por inúmeros corpos de granito-gnaisses que compõem a facies equigranular da unidade Serra da Água Limpa (seção 3.4). Estes corpos graníticos cortam indistintamente as Unidades Serra da Água Limpa e Mica-Xisto (vide apêndice B).

Já a falta de aluminossilicatos e a pequena quantidade de feldspatos na unidade Mica-Xisto não são consideradas como empecilho para a definição da facies anfibolito. A composição do protólito, possivelmente era deficiente para a geração dessas fases cristalinas, ou ainda, um (retro)metamorfismo desestabilizou a possível paragênese  $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Kfs}$  com a introdução de fluidos e criou quartzo e mica branca. Situação possível, uma vez que na unidade Mica-Xisto, mica branca é o mineral predominante com exceção da variedade Biotita-Xisto (ver seção 3.3).

Faixas de textura milonítica impressas no ortognaisse Serra da Água Limpa (Fig 52) possuem a paragênese: allanita com epidoto, clorita e biotita, estável na facies xisto verde e/ou anfibolito. Portanto, o metamorfismo em facies xisto verde e/ou anfibolito pode ser observado em relação à fase deformacional  $D_{n+1}$ , em condições de 450 a 550°C. Santoro (1998) data o resfriamento nestas faixas miloníticas pelo método K-Ar e obtém a idade ordoviciana de 480-497Ma.

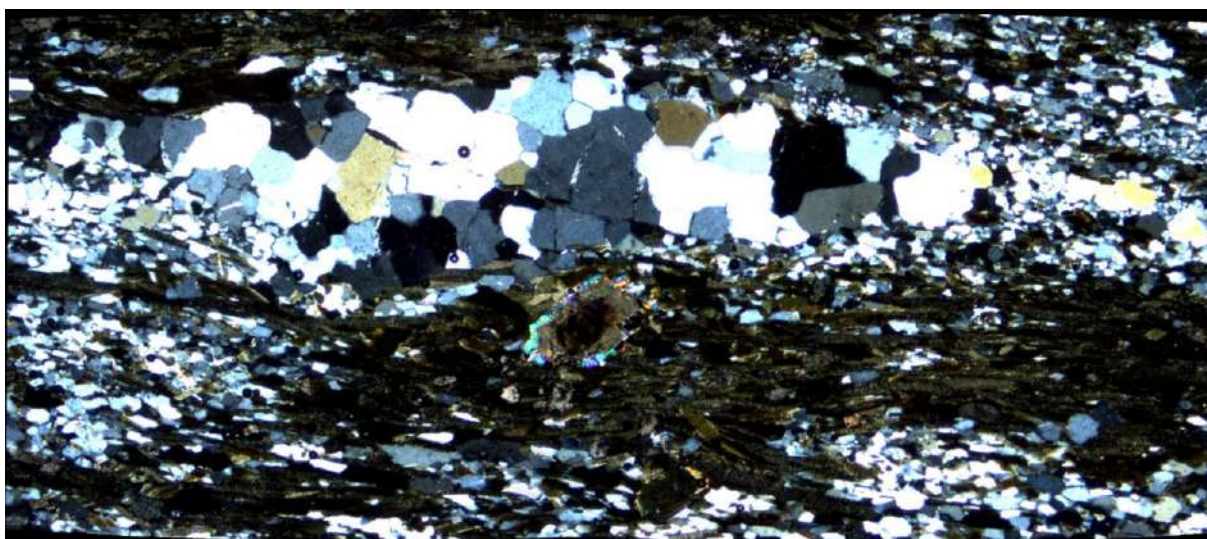


Fig. 52: Foliação micácea em milonito de ortognaisse da suíte Serra da Água Limpa. Ao centro uma allanita com bordas de epidoto.



Notável destacar que as amostras miloníticas analisadas da Zona de Cisalhamento da Buquira não continham a paragéneses de facies xisto verde, o metamorfismo desta zona de cisalhamento é interpretado como facies anfibolito pela presença de hornblenda metamórfica nos ortognaisses afetados por ela e pela paragéneses granada+sillimanita+K-feldspato dos xistos. Julga-se que a temperatura atingiu a faixa de 650 a 750°C. Santoro data o resfriamento dessas rochas (em biotita-gnaisses miloníticos) pelo método K-Ar com o resultado de 530Ma, idade cambriana.

## 5.2 Retrometamorfismo

A paragéneses epidoto, clorita, calcita, biotita e allanita com borda de epidoto presentes na Unidade Mica-Xisto estão distribuídos aleatoriamente pela matriz (fig. 53). Sugerem a ocorrência de um (retro)metamorfismo em facies xisto verde e/ou anfibolito. Além disso, a introdução de fluidos nessas rochas que geraram quartzo e mica branca também indica (retro)metamorfismo em facies xisto verde e/ou anfibolito.

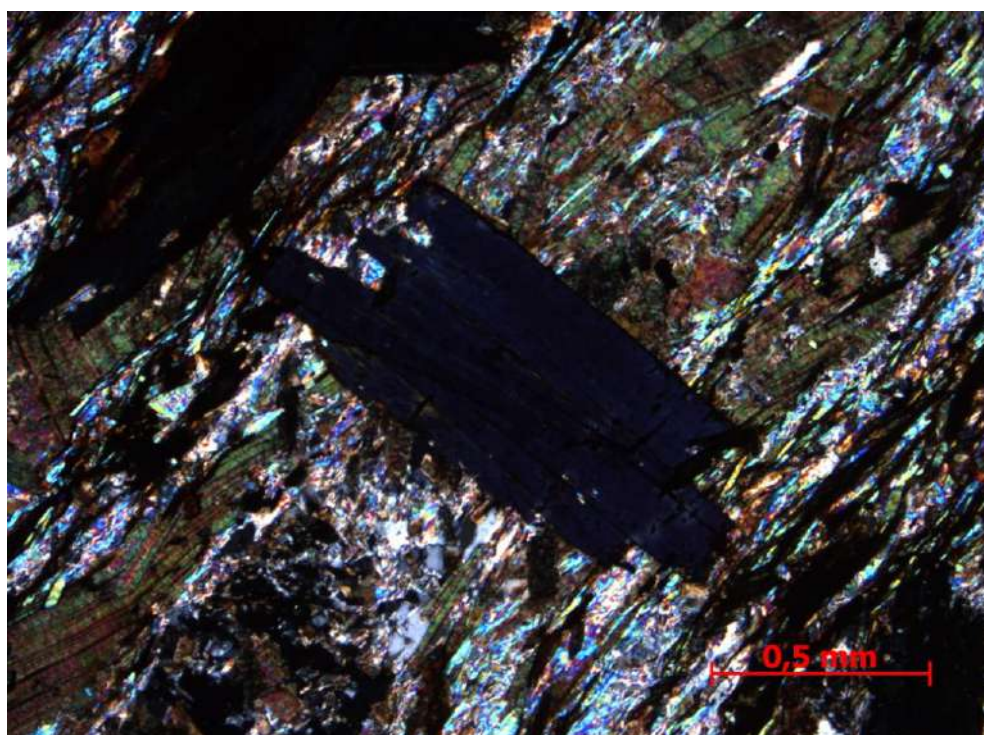


Fig. 53: Clorita com o maior eixo transversal à foliação principal: O crescimento do cristal foi posterior à fase  $D_n$  durante (retro)metamorfismo em facies xisto verde e/ou anfibolito.

## 6 CONCLUSÃO

O presente trabalho individualiza sete unidades litológicas nas proximidades da estação ferroviária Eugênio Lefèvre em Pindamonhangaba. As unidades Meso a Neoproterozoicas Granada-Sillimanita-Xisto, Suíte Serra da Pedra Branca, Mica-Xisto, Suíte Serra da Água Limpa e Ortognaisse Serra do Trabiju fazem parte da evolução das Faixas Móveis Brasília e Ribeira, os diques alcalinos são produtos de um evento ígneo Cretáceo e por fim, os Conglomerados da Formação Resende compartilham da história Terciária da Bacia de Taubaté.

Possivelmente durante a era Proterozoica (Meso a Neo) a Suíte Serra da Pedra Branca intrudiu a unidade Granada-Sillimanita-Xisto de maneira intermitente. Estas duas unidades constituem parcialmente a “Unidade Redenção da Serra” individualizada por Fernandes (1991) dentro do Complexo Embu que integra o Terreno Embu e por sua vez a Faixa Ribeira.

Já a suíte Serra da Água Limpa é datada, através do método U – Pb em zircão, por Santoro (1998) em  $616 \pm 8$  Ma, período Ediacariano do Neoproterozoico. A idade é interpretada pelo autor como cristalização da rocha. Vinagre (2010), também pelo método U – Pb, determinou uma idade de  $616 \pm 4$  Ma para a mesma rocha, que foi interpretada por esse autor como idade de metamorfismo na região. Tal evento representa a granitogênese associada à colisão I, de Heilbron *et al.* (2004), que estruturou a Faixa Brasília. A unidade Ortognaisse Serra do Trabiju também está ligada a esta estruturação (geoquímica comparada a granitos sincolisionais por Santoro, 1998) e intrudiu os metassedimentos da unidade Mica-Xisto logo após. Por último, a facies equigranular da Suíte Serra da Água Limpa intrudiu os metassedimentos da unidade Mica-Xisto.

As três unidades: Serra da Água Limpa, Serra do Trabiju e Mica-Xisto são da Zona de interferência entre as Faixas Brasília Sul e Ribeira Central. Notável reparar que a Suíte Serra da Água Limpa e Ortognaisse Serra do Trabiju não ocorrem ao sul da Zona de Cisalhamento da Buquira.

Posteriormente à colocação destas rochas ígneas, há a Colisão II de caráter obliquo e a Colisão III, ambas responsáveis pela estruturação da Faixa Ribeira no Ediacariano, em 590-560Ma e Cambriano, em 535-510Ma respectivamente (Heilbron *et al.*, 2004) . Na área de estudo, as fases  $D_n$  e  $D_{n+1}$  representam estas colisões.

A fase  $D_n$  foi responsável pela criação da foliação principal  $S_n$  com atitude média 157/55 (fig. 38) e lineação média  $L_n=100/25$ . Dobras isoclinais  $F_n$ , correspondentes à fase  $D_n$ ,

incidem sobre uma foliação “ $S_{(n-1)}$ ”, provável acamamento da unidade Mica-Xisto. O metamorfismo na fase  $D_n$  atingiu a facies anfibolito de alta temperatura, marcada pela paragênese homônima do Granada-Sillimanita-Xisto com porfiroblastos de feldspatos e pelos migmatitos anatéticos paralelos à foliação  $S_n$ . A facies granulito possivelmente não foi atingida por causa da presença localmente abundante de hornblenda metamórfica nas rochas da Suíte Serra da Pedra Branca, por anfibolitos intercalados ao Granada-Sillimanita-Xisto e também pela ausência de ortopiroxênio em todas as rochas de origem ígnea analisadas.

A fase  $D_{n+1}$  seguinte, ainda durante as colisões II + III (Heilbron *et al.*, 2004), criou a foliação milonítica  $S_{n+1}$  com atitude média 178/50 e lineação média  $L_{n+1}=123/30$ . A Zona de Cisalhamento da Buquira originou-se a partir desta fase e pos em contato as unidades a norte da zona de cisalhamento: Mica-Xisto, Suíte Serra da Água Limpa e Ortognaisse Serra do Trabiju com as unidades ao sul: Granada-Sillimanita-Xisto e Suíte Serra da Pedra Branca. A zona de cisalhamento em questão possuiu movimentação de caráter obliquo (lineação NO-SE) com componente destal (maioria de indicadores destrais). O metamorfismo atuante durante a sua criação permaneceu em facies anfibolito alto com temperatura em torno de 700°C. Santoro (1998) data o resfriamento de rochas miloníticas pertencentes, no presente trabalho, à zona de cisalhamento da Buquira, ou próximo a ela, em 530Ma (K-Ar em biotita).

A continuação desta fase deformacional  $D_{n+1}$  forma outras zonas de cisalhamento sinistrais marcadas em ortognaisse da Suíte Serra da Água Limpa datadas por Santoro (1998) como ordovicianas (497 - 480 Ma pelo método K-Ar). Desta vez a fase  $D_{n+1}$  atuou em regime de retrometamorfismo nas facies Xisto Verde alto a anfibolito baixo próximo a 500°C distinguídas a partir da paragênese biotita, clorita, epidoto e allanita com bordas de epidoto em amostra de milonitos destas zonas menores de cisalhamento. O retrometamorfismo persistiu após a fase  $D_{n+1}$  evidenciado na unidade Mica-Xisto pela mesma paragênese com acréscimo de calcita. Desta vez os minerais metamórficos foram ordenados aleatoriamente (fig. 53).

Apesar das foliações principais e miloníticas mergulharem em média para SE, raramente estão voltadas para N ou NW evidenciando uma fase deformacional  $D_{n+2}$ . A fase originou dobras abertas de plano axial mergulhando para SE e eixo caindo para SO. Credita-se a esta fase de encurtamento  $D_{n+2}$  as crenulações somente observadas na unidade Mica-Xisto que provavelmente obliteraram parcialmente a textura milonítica.

Algumas falhas normais NO-SE e NE-SO foram encontradas e referem-se ao contínuo resfriamento da região. Outro evento rúptil ocorreu durante o Neocretáceo (Riccomini, 1989). Trata-se de um evento ígneo que alocou o Maciço máfico-ultramáfico de Ponte Nova a



aproximadamente 24 km do espaço de estudo (Meirelles, 2010) e que também fraturou as rochas e intruiu diques máfico-ultramáficos ao seu redor. Os diques encontrados na área de mapeamento possuem atitudes L-O subvertical, mergulhando levemente para norte.

Os conglomerados polimíticos ao sul da área, em discordância litológica com as outras unidades, foram correlacionados à Formação Resende de idade Terciária (Riccomini, 1989), que faz parte da Bacia de Taubaté.

## Referências bibliográficas

- ALKMIN, F.F.M.; CHEMALE JR., F., ENDO, I. A deformação das Coberturas Proterozoicas do Cráton do São Francisco e o seu Significado Tectônico, *Revista Escola de Minas*, v. 49, n. 1, p. 22-38, 1996
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. *DNPM-DGM Boletim*, Rio de Janeiro, v. 241, 36p., 1967
- ALMEIDA, F.F.M. The System of Continental Rifts Bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48 (supl.), 15-26p., 1976
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M. & GONÇALVES, J.H.(eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2003
- BRITO NEVES, B.B. de; CAMPOS NETO, M.C. & FUCK, R.A. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 155-166, set., 1999.
- CAMPOS NETO, M.C. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an Approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. *In*: Cordani U.G.; Milani, E. J; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (Edts), *Tectonic Evolution of South America. 31<sup>st</sup> International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 335 – 365, ago, 2000.
- CAMPOS NETO M.C. & CABY, R. Terrane Accretion and Upward Extrusion of High-Pressure Granulites in the Neoproterozoic Nappes of Southeast Brazil: Petrologic and Structural Constraints. *Tectonics*, v. 19, n. 4, p. 669-687, 1999
- CAMPOS NETO, M.C & FIGUEIREDO, M.C.H. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal South American Earth Science*, v. 8, n.2, p. 143-162, abr., 1995

CAVALCANTE, J.C., CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M. da; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K; DRUMMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. *Projeto Sapucaí*. DNPM/CPRM. Brasília, 1979

DARDENNE, M.A. The Brasília Fold Belt. *In: Cordani U.G.; Milani, E. J; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Edts), Tectonic Evolution of South America. 31<sup>st</sup> International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 231-264, ago., 2000

DAVINO, A.; CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.; FIGUEIREDO, M.C.H. Gravimetria da Região Sudeste do Estado de São Paulo e Considerações sobre os Limites entre os Cinturões Móveis Paraíba e Ribeira. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 6, 1986, Goiânia. *Anais do 34º Congresso Brasileiro de Geologia*, Goiás, 1986. p. 2673-2677.

EBERT, H. A Estrutura Pré-Cambriana do Sudeste de Minas Gerais e Áreas Adjacentes. *Boletim Paranaense de Geociências*, v.26, p.42-45, Paraná, 1967

EBERT, H.A.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. O Caráter Transpressivo do Cinturão Transcorrente Rio Paraíba do Sul. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 3, 1991, Rio Claro. *Boletim do 3º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, p. 139-141, 1991

FERNANDES, A.J. As unidades regionais do Complexo Embu e seu embasamento no leste do estado de São Paulo. *In: Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2, 1991, São Paulo. *Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste*, São Paulo, 1991. p. 501-508.

FERNANDES A.J., CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO M.C.H. O Complexo Embu no leste do estado de São Paulo: limites e evolução geológica. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, 1990, Natal. *Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal, 1990, p. 2755-2763.

FUCK R. A., PIMENTEL, M.M. & SILVA, J.H.D. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 1, Balneário Camburiú, 1994. *Anais do 38º Congresso Brasileiro de Geologia*, Balneário Camburiú, SC, 1994. p. 215-216.

GOOGLE EARTH. Dados SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO, 2010

GOOGLE MAPS. Dados Cartográficos Inav/Geossistemas SRL, Google Terrain, 2010.

HASUI, Y; HARALY, N.L.E; MIOTTO, J.A; SAAD, A.R; CAMPANHA, W.; HAMZA, V.M.; GALLI, V.; FRANGIPANI, A.; PULEGHINI, P. Compartimentação Estrutural e Evolução Tectônica do Estado de São Paulo. *Relatório IPT/PRÓ-MINÉRIO*, v.27, p.394, São Paulo, 1989

HEILBRON, M.; PEDROSA SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J. & JANASI, V.A. Província Mantiqueira. *In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Orgs) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, ed. Beca, p. 203-234, 2004

HEILBRON M. & MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 125 p. 87-112, 2003

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Folha Tremembé (SF-23-Y-B-V-4). Carta Topográfica 1:50.000, ed. 2, 1986

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Mapa Físico do estado de São Paulo, 2005

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Mapa Político do estado de São Paulo, 2005

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; LOGUÉRCIO, S.O. & RAMALHO, R. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu, Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. *In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coords) Geologia do Brasil*, DNPM, Brasília, p. 251-303, 1984

MEIRELLES, M. *Mapeamento Geológico da região de Santo Antônio do Pinhal, divisa dos estados de São Paulo e Minas Gerais*. Monografia, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 62p., mai, 2010

PETERNEL, R.M.N.; TROUW, R.A.J. & SCHMITT, R.S. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozoicas: O caso das faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociência*, v. 35, p. 297-310, set., 2005

PIMENTEL, M.M; HEAMAN, L.; FUCK, R.A. & MARINI, O.J. Idade do metariolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr. *Academia Brasileira de Ciências*, 64, p.19-28, 1992

RICCOMINI, C.O *Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de doutorado, IG-USP, São Paulo, 256p. 1989

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G. & FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Orgs) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, ed. Beca, p. 383-405, 2004

SANTORO, E. *Evolução geológica do Pré-Cambriano da Região de Santo Antônio do Pinhal, SP*: Importância tectônica das zonas de cisalhamento. Tese de doutorado, IG-USP, São Paulo, 153p, 1998

SADOWSKI, G.R. A Megafalha de Cubatão no Sudeste Brasileiro. *Boletim IG-USP*, Série Científica, v. 22, p. 15-26, 1991

SCHMITT, R.S. *Um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira - sudeste do Brasil*. Tese de doutorado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 273p, 2000

TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P. & RIBEIRO, A. A Faixa Alto Rio Grande Reinterpretada como Zona de Interferência Entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In:

Congresso Brasileiro de Geologia, 3, Balneário Camburiú, 1994. *Anais do 38º Congresso Brasileiro de Geologia*, Balneário Camburiú, SC, 1994. p. 234-235.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani U.G.; Milani, E.J; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Edts), *Tectonic Evolution of South America. 31<sup>st</sup> International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 287-310, ago, 2000.

VALERIANO, C.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J.A. Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Orgs) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, ed. Beca, p. 575-592, 2004

VALERIANO, C.M.; PIMENTEL, M.M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H. & TROUW, R.A.J. Tectonic Evolution of the Brasilia Belt, Central Brazil and Early Assembly of Gondwana. In: Pankhust, R.J.; Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B. & De Wit, M.J. (Eds) *West Gondwana*, p. 211-238, 2008

VINAGRE, R. *Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Folha Campos do Jordão 1:50.000, Divisa dos Estados de Minas Gerais e São Paulo*. Dissertação de mestrado. IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 90p, 2010

VLACH, S.R.F. Micropobe monazite constraints for an Early (ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: The Embu Terrane, southeastern Brazil. In: 3, Pucón, 2001. *Anais do 3º Simpósio Sudamericano de Geologia Isotópica*, Pucón, Chile, p. 265-268, 2001

WERNICK, E & PENALVA, F. Contribuição à geologia do Grupo Pinhal (SP e MG). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, n. 1, p.43-62, 1980

WERNICK, E. Rochas magmáticas. *Editora UNESP*, p.336-339, 2003.



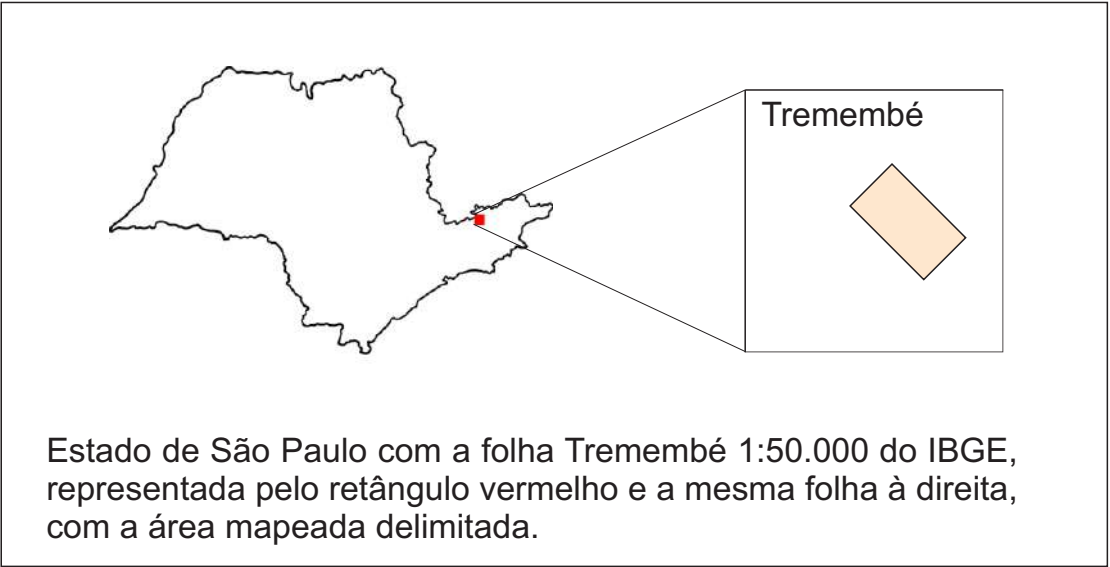
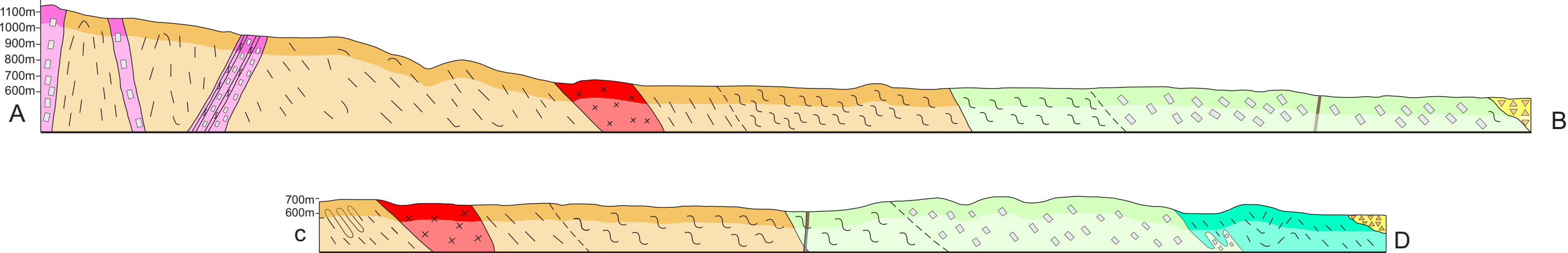
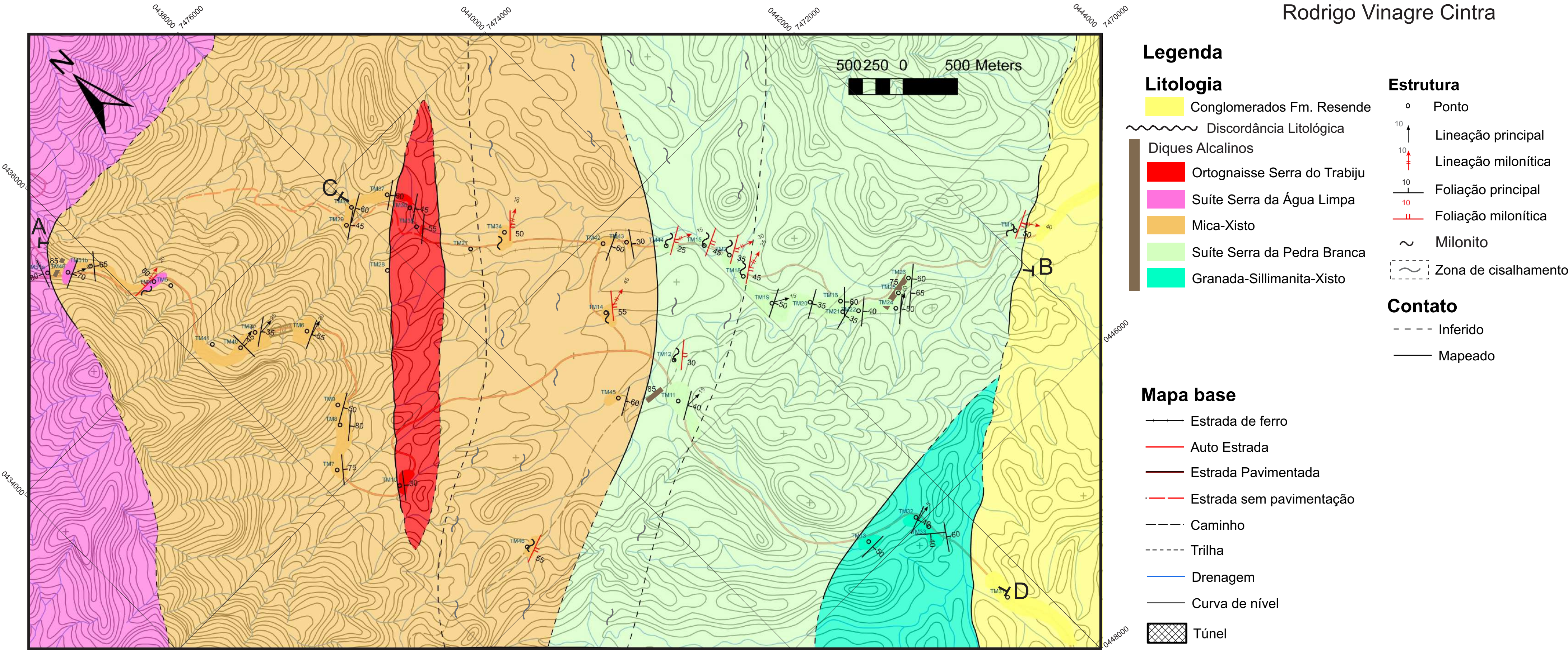
# Mapa geológico e de pontos (1:25.000)



Universidade Federal do Rio de Janeiro  
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza  
Instituto de Geociências  
Departamento de Geologia

Apêndice A da monografia  
Mapeamento Geológico das imediações da Estação Ferroviária Eugênio Lefèvre em Pindamonhangaba, SP

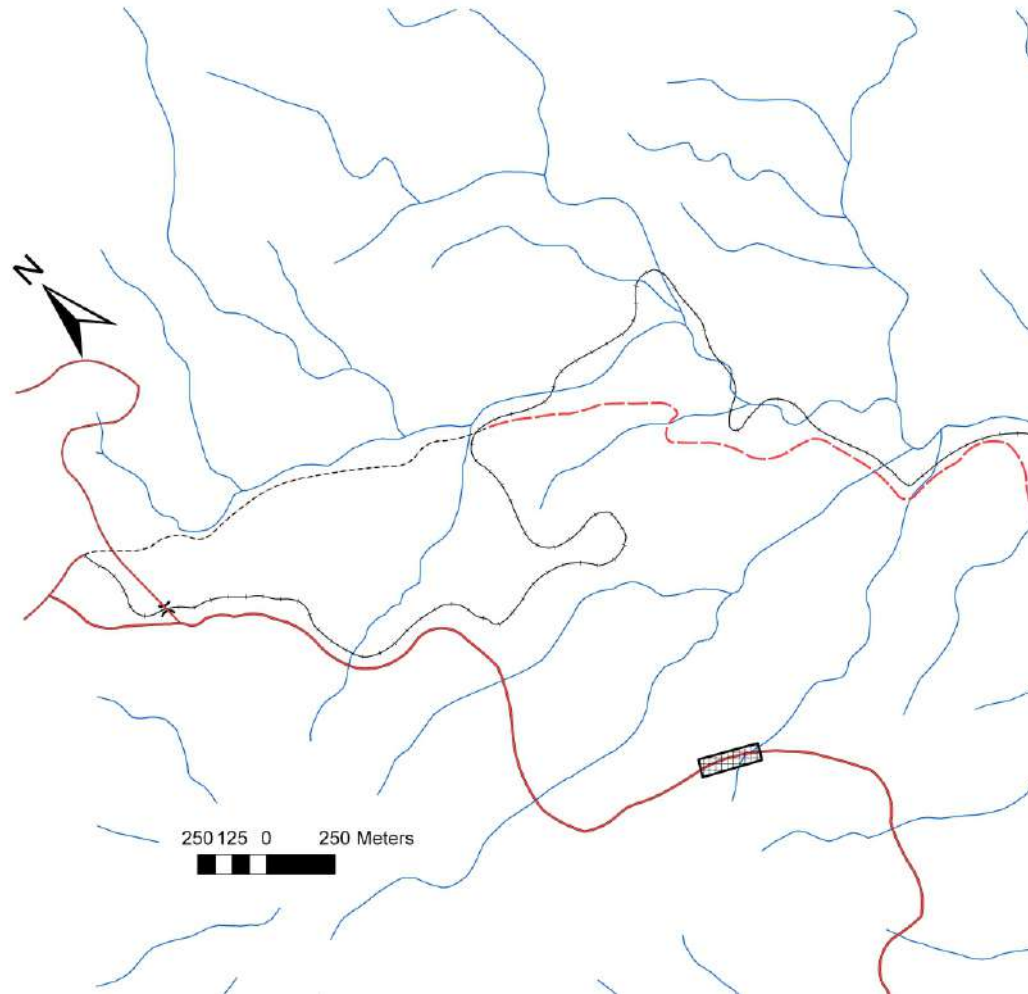
**Autora:** Marcela Carvalho Lages  
**Orientadores:** Rudolph A. Johannes Trouw  
Rodrigo Vinagre Cintra







- Id
- <all other values>
  - Estrada de ferro
  - Auto Estrada
  - Estrada Pavimentada
  - Estrada sem pavimentação
  - Caminho
  - Trilha
  - Drenagem



U001



# Mapa de pontos com amostras laminadas (1:150.000)



UFRJ  
CCMN  
Departamento de Geologia

**Autora:** Marcela C. Lages  
**Orientadores:** Rudolph Trouw  
Rodrigo Vinagre

**Apêndice C da monografia:**  
**Mapeamento Geológico das imediações**  
**da Estação Ferroviária Eugênio Lefèvre**  
**em Pindamonhangaba, SP**

## Legenda

- Diques alcalinos  
TM25
- Ortognaisse Serra do Trabiçu  
TM36
- Suíte Serra da Água Limpa  
TM04A; TM04C; TM09A; TM51M; TMM07;  
TMM42III; TMM53C; TMM81; TMM83  
CJ02A; MLR14 (Facies Equigranular)  
TMM40A e CJ02D (Anfibolitos)
- Mica-Xisto  
TM37A; TM40; TM51D; TM51F; TM51I;  
TMB37; TMB40; TMB123A; TMB123B;  
TMB71A; TMB71B; TMB79
- Suíte Serra da Pedra Branca  
TM02B; TM44D; TMB63B; TMB101A;  
TMB101B; TMB101D; TMB116A
- Granada-Sillimanita-Xisto  
TM26; TMB60; TMB88; TMB75A; TMB101C

